

UNIVERSITATEA „AL.I.CUZA” IAȘI

FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

I.DONISĂ

EL.ERHAN

**CURS DE
CLIMATOLOGIE
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA**

- 1974 -

UNIVERSITATEA „AL.I.CUZA” IASI
Facultatea de biologie-geografie
Catedra de geografie

C U R S
de
CLIMATOLOGIE A REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

I. Donisă, El. Erhan.

1 9 7 4

INTRODUCERE

Cursul de Climatologie a R.S.România are menirea de a face cunoscute problemele climatice ale teritoriului patriei noastre pentru a întregi cunoaşterea condiţiilor fizico-geografice ale acestui teritoriu.

Prin problematica sa, acest curs se înscrie în categoria disciplinelor fizico-geografice speciale deoarece el se referă doar la un singur component al înveliului geografic şi anume la atmosferă, în acelaşi timp însă, prin faptul că examinează condiţiile climatice de pe un anumit teritoriu, precis delimitat, cursul respectiv se poate încadra în ramura geografiei fizice regionale. El poate fi considerat un curs de climatologie regională, spre deosebire de climatologia generală care se ocupă cu elaborarea noţiunilor şi legităţilor climatologice general valabile, fără a le raporta întotdeauna la un teritoriu concret. Si dacă prin aceasta climatologia generală devine o disciplină teoretică, fundamentând bazele teoretice ale climatologiei, atunci se poate considera Climatologia R.S.România ca o parte aplicativă a climatologiei, o climatologie aplicată la un anumit teritoriu.

Termenul de climatologie aplicată, în contextul mai larg al geografiei aplicate, a căpătat în epoca actuală un alt sens şi anume acela de ramură a climatologiei regionale pusă direct în slujba practicii. Sînt considerate ca reprezentînd climatologia aplicată acele studii climatologice care examinează condiţiile climatice ale unui teritoriu pentru a răspunde direct la întrebarea dacă, şi în ce măsură, acestea sînt favorabile sau nu unei anumite activităţi umane. Si cum influenţa condiţiilor climatice se face simţită în cele mai variate activităţi ale omului, de la agricultură, transporturi, comunicaţii, industrie, pînă la turism, sport şi tratamentul anu-

mitor afecțiuni, este ușor de bănuț multitudinea ocaziilor de manifestare a climatologiei aplicate.

De obicei, studiile de climatologie aplicată, în sensul actual, se referă la cunoașterea condițiilor climatice de pe un anumit teritoriu unde se desfășoară, sau urmează să se desfășoare, o anumită activitate omenească și în vederea căreia a fost solicitat studiul respectiv. De aici se poate trage concluzia că orice studiu al condițiilor climatice ale unui teritoriu are un caracter aplicativ, cel puțin potențial, căci, mai devreme sau mai târziu, el va fi luat în considerare în organizarea acțiunilor umane din teritoriul respectiv. Cu alte cuvinte, orice studiu de climatologie regională are, într-o măsură mai mare sau mai mică, caracter aplicativ.

Bineînțeles că, pe lângă importanța practică, asemenea studii au și o importanță teoretică însemnată, deoarece ele contribuie la o cunoaștere mai profundă a învelișului geografic, la descoperirea anumitor legități care guvernează această formațiune naturală complexă.

Desigur că asemenea considerații sînt valabile și pentru studiul climei teritoriului R.S. România. Un asemenea studiu are o deosebită importanță, atît din punct de vedere practic, cît și din punct de vedere teoretic.

Din punct de vedere practic, cunoașterea aprofundată a condițiilor climatice de pe teritoriul patriei noastre este de o necesitate stringentă în etapa actuală cînd construcția societății socialiste multilateral dezvoltată a imprimat un avînt nemaiîntîlnit tuturor ramurilor de activitate. Industrializarea socialistă a țării se concretizează prin înființarea a numeroase combine și uzine noi a căror amplasare trebuie să țină seama, pe lângă alte elemente, și de condițiile climatice, pentru a se asigura o desfășurare optimă a proceselor tehnologice și pentru a evita poluarea atmosferei cartierelor rezidențiale din localitățile unde se amplasează aceste unități.



Proiectarea și realizarea marilor lucrări hidrotehnice, cum sînt cele de pe Bistrița, Argeș, Dunăre, Lotru, Olt, etc., au necesitat, de asemenea, studiul amănunțit al condițiilor climatice căci acestea influențează, în mare măsură și direct, regimul hidrologic al râurilor respective, fapt de care depinde posibilitatea exploatării normale a acestor instalații.

Este știut cît de mare este influența condițiilor climatice asupra producției agricole. De aceea cunoașterea climei este una din premisele organizării cu succes a activității în agricultură.

Dezvoltarea impetuoasă a economiei socialiste a reclamat dezvoltarea transporturilor și comunicațiilor în mod corespunzător. Dar activitatea în aceste domenii este, de asemenea, influențată, în mare măsură, de către condițiile climatice. Inzăpezirile, chiciura, poleiul, aversele de ploaie pot îngreuna și uneori pot chiar împiedeca total transporturile și comunicațiile. De aceea este necesară cunoașterea condițiilor climatice în proiectarea căilor de transport și comunicații pentru a prevedea măsurile care să asigure realizarea transporturilor și comunicațiilor în bune condițiuni în tot timpul anului.

Odată cu dezvoltarea economiei socialiste crește continuu nivelul de trai al populației. Aceasta se reflectă, printre altele, și în construcția masivă de locuințe și sistematizarea localităților. Și în acest domeniu este necesară cunoașterea profundă a condițiilor climatice pentru a se asigura condiții optime de igienă printr-un grad maxim de însorire, aerisire și protecție contra poluării.

În sfîrșit, dezvoltarea turismului și necesitatea dezvoltării bazei lui materiale, ca și a celei a stațiunilor de tratament, necesită iarăși studiul aprofundat al condițiilor climatice.

Iată dar că din punct de vedere practic cunoașterea

condițiilor climatice ale teritoriului patriei noastre se impune cu mare necesitate pentru a sprijini buna organizare și desfășurare a celor mai diverse domenii de activitate.

Dar și din punct de vedere teoretic această cunoaștere are o importanță la fel de mare. Invelizul geografic este o formațiune complexă ai cărei componenți sînt în strînsă interacțiune și interdependență. Dacă condițiile climatice sînt mult influențate de relief, sol, vegetație, hidrografie, la rîndul lor și ele influențează foarte mult acești componenți ai peisajului. Astfel, dacă altitudinea reliefului carpatic determină o etajare a condițiilor climatice, aceasta, la rîndul ei, determină o etajare corespunzătoare a formațiunilor vegetale, a tipurilor de sol și chiar a proceselor geomorfologice actuale. În cazul unor depresiuni sau văi, inversiunile termice determină inversiuni ale etajelor de vegetație. Efectul de Föhn produs pe versantul estic al munților Apuseni sau la curbura Carpaților Orientali, prin diminuarea umidității aerului și a precipitațiilor, determină dezvoltarea elementelor de stepă în aceste regiuni. Unele modificări importante ale peisajului - ca cele din pleistocen - au fost determinate de schimbări climatice.

Prin urmare, cunoașterea aprofundată a condițiilor fizico-geografice ale teritoriului țării noastre, descoperirea legităților peisajelor geografice reclamă o bună cunoaștere a climei acestui teritoriu.

ISTORICUL DEZVOLTĂRII STUDIULUI CLIMEI TERITORIULUI R.S.ROMANIA

Datele arheologice demonstrează că teritoriul țării noastre a fost bine împopulat încă din cele mai vechi timpuri și că a existat o remarcabilă continuitate a populației de-a lungul mileniilor. Prin urmare, din zorii omenirii și până în zilele noastre, teritoriul R.S.ROMÂNIA a fost mereu bine împopulat. Indelețnicirile acestor populații au fost legate de culesul fructelor, de vânătoare și mai apoi de creșterea animalelor și agricultură, toate ocupații al căror rezultat economic depindea în foarte mare măsură de condițiile climatice.

Este de la sine înțeles că încă foarte de timpuriu oamenii au observat influența condițiilor climatice asupra activității lor și au urmărit cu atenție mersul elementelor climatice. În felul acesta s-a ajuns la o cunoaștere empirică a principalelor caracteristici ale climei. Expresia concretă a acestei cunoașteri o constituie adaptarea locuințelor, a îmbrăcămintii și chiar a unor obiceiuri la condițiile de climă. Statornicirea anumitor reguli în agricultură și păstorit, în funcție de mersul elementelor climatice, exprimă aceeași cunoaștere. Toate acestea țin de domeniul experienței de milenii pe care a acumulat-o poporul și a transmis-o de la o generație la alta.

Mai târziu, au început să apară și unele însemnări scrise referitoare la anumite aspecte ale climei teritoriului țării noastre. Asemenea însemnări au fost făcute ocazional și de obicei atunci când un element climatic căpăta manifestări ieșite din comun și provoca pagube materiale. Iată câteva exemple de asemenea însemnări:

În Analele Brașovului se spune despre anul 1420 că în acel an „a fost o iarnă așa de caldă, că în aprilie măcieșii au înflorit” iar în vara anului 1437 „au secăt

multe riuri".

Despre anul 1504 Grigore Ureche nota: „fost-au mai înainte de moartea lui Stefan-Vodă într-același an iarnă grea și gerasă, cît n-a mai fost iarnă ca aceea nici odată. Dară peste vară au fost ploi grele și povoaie de apă, cît s-au făcut multă insecare".

Același cronicar nota următoarele despre anul 1585: „mare secetă s-a făcut în țară, cît au secăt toate izvoarele, văile și bălțile și unde prindea mai înainte peșce acolo ara cu plugul și pre multe locuri au căzut smidă. Copacii au secăt de secăciune; dobitoacele nu aveau ce pasce vara, ce le-au dărîmat frunză și atîta praf au fost încît se strîgeau troiene la garduri, cînd bătea vîntu ca de omăt erau troiene de pulbere. Dară despre toamnă s-au pornit ploi și au crescut mohorul și dintr-acel au fost prinzînd foamea sărăcimea, că era pretutindenea foamete mare".

În Analele Brașovului se notează că în anul 1615 din 22 mai pînă la 26 iulie nu trece zi sau noapte fără să plouă. Iar în anul 1669 de la 6 august pînă la 6 noiembrie în toată Transilvania nu a căzut o picătură de apă. În 1740 bruma din august și viscolul mare de la 7 octombrie strică totul.

Asemenea date sînt destul de numeroase dar ele au o valoare științifică redusă căci au un caracter subiectiv nefiînd bazate pe măsurători precise asupra elementelor climatice. Dealtfel, multe asemenea însemnări datează din timpuri în care nicăiri nu se făceau asemenea măsurători, intrucît încă nu fuseseră inventate instrumentele necesare.

Primele observații meteorologice instrumentale au fost efectuate la noi în a doua jumătate a secolului al XVIII-lea. Astfel, în august 1770 medicul militar rus Lerch a făcut cîteva observații meteorologice la Iași. Începînd din anul 1773 medicul Caracag a făcut observații

meteorologice la București, pînă în anul 1829 dar datele respective nu ni s-au păstrat. În anii 1789-1790, farmacistul P. Sigerus a efectuat observații meteorologice la Sibiu unde asemenea observații au fost efectuate apoi de către Schuller în anii 1798-1827 și 1831-1834.

În prima jumătate a secolului al XIX-lea observațiile meteorologice se înmulțesc și rezultatele unora dintre ele au fost publicate în ziare și reviste ca Muzăul Național din București, Albina Românească, Icoana Lumii și Gazeta de Moldavia din Iași.

Încă din prima decadă a celei de a doua jumătăți a secolului al XIX-lea a început organizarea primelor stații meteorologice în care observațiile se făceau sistematic. Pot fi menționate stațiile înființate la Sibiu în 1851, la București în 1857, Iași în 1877, Sulina 1859, Bistrița 1864, Reghin 1868, Alba Iulia 1875, Arad 1880 și numeroase altele. De menționat că majoritatea stațiilor meteorologice erau situate în Transilvania, iar în Muntenia și Moldova ele erau mai puține.

Dezvoltarea activității științifice, ca urmare a înființării universităților din Iași (1860) și București (1864), a Academiei Române (1866) și a Societății Române de Geografie (1875) - instituții în cadrul cărora se manifesta interes pentru studiile meteorologice și climatologice - ca și necesitățile practice legate de avîntul economiei capitaliste, a făcut necesară organizarea științifică a studiului climei Principatelor Unite. În acest scop a fost înființat, la 30 iulie 1884, Institutul Meteorologic Central în cadrul Ministerului Agriculturii, Comerțului, Industriei și Domeniilor. Direcția acestui institut a fost încredințată lui St. Hépites care, încă din 1878, organizase o stație meteorologică la Brăila efectuînd observații foarte amănunțite.

În anul 1924 I.M.C. a fost trecut la Ministerul de Război pe lângă Direcția Superioară a Aeronauticii, unde

3 bis

a funcționat până în anul 1946 (cu excepția anilor 1930-1932) când a fost trecut la Ministerul Comunicațiilor.

În anul 1951, Institutul Meteorologic Central a trecut în cadrul Direcției Generale Hidrometeorologice iar în anul 1956 a fost inclus în Comitetul de Stat al Apelor. În anul 1972 s-a transformat în Institut de Meteorologie și Hidrologie, depinzând de Ministerul Agriculturii, Industrii Alimentare și Apelor.

Trecerea acestui institut de la un minister la altul a reflectat, într-o anumită măsură, însăși orientarea activității lui, scopul și destinația cercetărilor pe care le efectua.

Se poate menționa că, încă de la început, Institutul Meteorologic a fost conceput ca un organism ale cărui observații și cercetări să fie puse în slujba economiei naționale și că acest obiectiv a fost urmărit îndeosebi după cel de al doilea război mondial.

Trecerea la edificarea economiei socialiste a prilejuit legarea Institutului Meteorologic de o altă instituție cu profil asemănător din punct de vedere organizatoric (un număr mare de stații de observare) și destinată studierii unui al domeniu vast de resurse naturale și anume, cele hidrice. Așa se face că, din 1951, I.M. a avut strânse legături organizatorice cu Institutul Hidrologic cu care s-a unit și mai puternic din 1972. În felul acesta s-au înmănunchiat două domenii de cercetare care se sprijină reciproc. În felul acesta Institutul de Meteorologie și Hidrologie a

a funcționat pînă în anul 1946 (cu excepția anilor 1930-1932) cînd a fost trecut la Ministerul Comunicațiilor.

În anul 1951, Institutul Meteorologic Central a trecut în cadrul Direcției Generale Hidrometeorologice iar în anul 1956 a fost inclus în Comitetul de Stat al Apelor. În anul 1972 s-a transformat în Institut de Meteorologie și Hidrologie, depinzînd de Ministerul Agriculturii, Industrii Alimentare și Apelor.

Trecerea acestui institut de la un minister la altul a reflectat, într-o anumită măsură, însăși orientarea activității lui, scopul și destinația cercetărilor pe care le efectua.

Se poate menționa că, încă de la început, Institutul Meteorologic a fost conceput ca un organism ale cărui observații și cercetări să fie puse în slujba economiei naționale și că acest obiectiv a fost urmărit îndeosebi după cel de al doilea război mondial.

Trecerea la edificarea economiei socialiste a prilejuit legarea Institutului Meteorologic de o altă instituție cu profil asemănător din punct de vedere organizatoric (un număr mare de stații de observare) și destinată studierii unui al domeniu vast de resurse naturale și anume, cele hidrice. Așa se face că, din 1951, I.M. a avut strînse legături organizatorice cu Institutul Hidrologic cu care s-a unit și mai puternic din 1972. În felul acesta s-au înmănunchiat două domenii de cercetare care se sprijină reciproc. În felul acesta Institutul de Meteorologie și Hidrologie a

devenit o instituție puternică care studiază resursele hidrice și climatice ale țării elaborând prognoze și studii absolut necesare dezvoltării impetuoase a economiei socialiste.

Cu toate lipsurile și greutatea cauzate de dezinteresul oficialităților din trecut, ca și de pustirile celor două războaie mondiale, I.M. a reușit să adune o serie de date științifice valoroase referitoare la clima țării noastre, date publicate în buletine meteorologice lunare. Datorită întreruperilor în observații, ca și amplasării nejudicioase a unor stații, unele observații și-au pierdut din valoarea lor științifică. Pasiunea pentru cercetare a existat însă și spiritul de abnegație al sutelor de observatori care, decenii de-a rândul, au efectuat observațiile, uneori în condiții grele și fără nici o recompensă materială, merită toată stima și recunoștința noastră. În mod deosebit trebuie menționat numele lui Ștefan Hepites, organizatorul și animatorul I.M. și care a elaborat numeroase și valoroase studii de climatologie referitoare la teritoriul țării noastre.

Pe baza datelor de observație furnizate de stațiile ce funcționau în cadrul I.M. a devenit posibilă elaborarea unor studii climatice asupra teritoriului țării noastre. Astfel, încă înainte de primul război mondial au apărut asemenea studii, multe dintre ele cu caracter de sinteză. Primele studii de acest gen le datorăm lui Șt. Hepites care a studiat îndeosebi regimul pluviometric și a întocmit și un atlas (album) climatologic al României. Studii asupra regimului pluviometric și a celui termic au mai fost publicate și de către G. Elefteriu și E. Oteteliganu. Studiul climei unor orașe în care funcționau stații meteorologice i-a preocupat pe Șt. Hepites și pe Gh. Gheorghiu care a întocmit lucrări valoroase asupra climei orașului Iași.

Prin urmare, înființarea I.M.C. a rodit curînd prin

aparitia primelor studii climatologice bazate pe date obiective.

Primul război mondial a dezorganizat rețeaua meteorologică și a întrerupt preocupările de ordin climatologic dar după război a fost reinodat firul cercetărilor, fiind elaborate, până la al doilea război mondial, numeroase studii climatologice referitoare la teritoriul întreg al țării.

Unele studii publicate în această perioadă au fost dedicate analizei evoluției în timp și spațiu a unui singur element climatic ca temperatura, nebulozitatea, precipitațiile, dinamica atmosferei, așa cum au fost lucrările publicate de către E. Oteteliganu, Gh. Elefteriu și C. Dissescu. În alte lucrări, C. Donciu, C. Dissescu, J. Ioan s-au ocupat cu studiul unor fenomene meteorologice ca ploile torențiale, ploile cu pulbere, furtunile, prima și ultima zi de îngheț, ceața, ș.a. Caracterizarea climatică complexă a Bucureștiului, Clujului, litoralului Mării Negre, a Moldovei, Dobrogei, Cîmpiei Române a preocupat pe M. Dobrescu, C. Dissescu, N. Al. Rădulescu, I. Rick, V. Andrei, C. Brătescu ș.a. Asemenea caracterizări climatice au fost înserate și în studiile geografice elaborate de către G. Vîlsan, C. Brătescu, V. Mihăilescu, T. Morariu, N. Al. Rădulescu, V. Tufescu, L. Someșan, etc. Au fost elaborate și studii climatice de sinteză cu raionarea climatică a întregului teritoriu al țării de către E. Oteteliganu, Gh. Elefteriu, N. Carnescu și V. Mihăilescu.

Cel de al doilea război mondial a ridicat noi greutăți în fața acțiunii de studiere a climei teritoriului patriei noastre. Vicisitudinile războiului au dus la distrugerea multor stații meteorologice, la desacomplectarea personalului și la încetarea funcționării multor stații. S-au redus și preocupările de prelucrare a datelor meteorologice și de întocmire de studii climatice. În timpul războiului s-au publicat puține studii de climatologie dintre care

cităm pe cel dedicat vîntului Băltărețul (I. Rick) și pe cel asupra regimului termic la Tîrgu Ocna (I. Sandru).

Imediat după terminarea războiului, preocupările climatologice au fost lărgite. Se impunea complectarea rețelei de stații meteorologice și de reactivare a stațiilor care își încetaseră activitatea. Analiza situației din Moldova, în acest domeniu, a constituit obiectul unei lucrări publicată în 1945 de către I. Gugiuan.

Rețeaua de stații meteorologice a fost lărgită prin înființarea a numeroase stații noi și a fost îmbunătățită amplasarea unor stații vechi, în așa fel ca toate stațiile să fie situate în locuri reprezentative pentru ca datele obținute să caracterizeze în mod real condițiile climatice din regiunea respectivă. Deosebit de importantă este amplasarea unor stații la mare altitudine (Vf. Omu, Lăcăuț, Ceahlău, Pietrosul Rodnei, Vlădeasa, Țarcu, Fundata, etc.). În urma înființării, în anul 1950, a laboratorului de agrometeorologie în I.M., s-au organizat 40 stații agrometeorologice care efectuează observații menite a sprijini direct agricultura. Pe principalele aeroporturi ale țării s-au înființat stații meteorologice de cap de pistă, dotate cu aparatură electronică de mare precizie. Dealtfel, dotarea tuturor stațiilor s-a modernizat iar programul observațiilor (care în trecut se efectuau la orele 08, 14, 20) s-a modificat (orele 01, 07, 13, 19) pentru punerea de acord cu programul stațiilor din alte țări. Aceasta a permis o lărgire a colaborării cu alte state în cadrul Organizației Meteorologice Mondiale la care țara noastră a aderat încă din anul 1948.

Cele trei observatoare aerologice, înființate la București-Afumați, Cluj și Constanța, au permis extinderea studiilor și asupra părților înalte ale troposferei, precum și asupra unor probleme neabordate în trecut. În anul 1969 I.M. a fost dotat cu o stație de recepție a imaginilor transmise de către sateliții meteorologici.

Pentru o mai bună organizare a activității meteorolo-

gice teritoriale sub forma a 7 sectoare de meteorologie și hidrologie care colectează datele de la stații și le prelucerează (București, Iași, Cluj, Oradea, Timișoara, Sibiu și Craiova) și 8 centre de prevedere a vremii și protecție a navigației aeriene (Bacău, Cluj, Sibiu, Arad, Craiova, Constanța, Mihail Kogălniceanu și București).

Prelucrarea datelor la I.M. s-a modernizat prin utilizarea mașinilor de calcul analitice, astfel încât capacitatea și viteza de lucru au crescut foarte mult.

Toate acestea au contribuit la sporirea considerabilă a volumului de date obiective referitoare la condițiile climatice de pe teritoriul țării noastre. Aceasta a sprijinit și munca de cercetare climatologică.

Și în etapa de după al doilea război mondial a continuat analiza detaliată a unor elemente climatice din regiuni mai restrinse sau mai largi ale țării. Așa, de exemplu, a fost studiată temperatura aerului la Iași (I. Gugiuman și S. Petrescu, V. Chiriac și colab., El. Erhan), în Cîmpia de Vest (D. Radu), în partea sudică și vestică a țării (Șt. Stoenescu și A. Șchiopescu), etc. Au fost studiate precipitațiile la Iași (I. Gugiuman și El. Erhan, I. Gugiuman și G. Davidescu, V. Chiriac și colab.), precipitațiile din Cîmpia de Vest (I. Dincă și colab.), dinamica atmosferică la Iași (V. Chiriac), din valea Dunării (Șt. Stoenescu și colab.), din valea Bistriței (Fl. Mihăilescu), de la Arad (I. Pătăchie și A. Oprescu), durata de strălucire a Soarelui la București (Șt. Stoenescu), etc.

Studiul unor fenomene meteorologice a continuat să preocupe pe cercetătorii români, publicîndu-se numeroase lucrări din acest domeniu. Astfel, au fost studiate ploile torențiale din sudul țării (Șt. Stoenescu și colab.), seceta meteorologică la Iași (V. Chiriac), suboveiul din Cîmpia Română (V. Fetov și colab.), inversiunile termice (M. Struțu și I. Mihăilă, Gh. Neamu și colab., Gh. Bizic), fenomene orajoase (M. Iliescu și I. Stăncescu), etc.

Multe lucrări au fost dedicate caracterizării complexe a condițiilor climatice din unele regiuni mai restrânse și în primul rând din unele orașe ca Iași (N. Lupu, El. Erhan), Zlatna (P. Rick), Galați și Brăila (I. Gugioman), Vatra Dornei (Gh. Pleșca și El. Erhan), București (El. Dumitrescu), Cluj (V. Belozzerov), aeroportul Bacău (I. Stănișor și colab.), etc. Dealtfel, studiul climatei orașelor, dictat de necesități practice, a dus și la elaborarea unui curs de climatologie urbană (I. Gugioman).

Studii climatice complexe au fost efectuate și pentru Munții Bucegi (Șt. Stoenescu), bazinul hidrografic Olteț-Teslui (D. Borza și C. Coșara), Dobrogea (Șt. Stoenescu), Depresiunea Brașovului (El. Mihai), etc.

Multe studii au vizat teritoriul întregii țări. Dintre acestea, unele s-au referit doar la anumite aspecte climatice cum ar fi radiația solară (D. Țișteanu), durata de strălucire a Soarelui (O. Neacșa și C. Popovici), temperatura aerului (Șt. Stoenescu, A. Fecioru și I. Dincă), vânturile (E. Cristodor și colab., C. Donciu), precipitațiile (Șt. Stoenescu), secetele și perioadele ploioase (N. Topor), frecvența zilelor cu temperaturi caracteristice (El. Tepeș și colab.), viscolele (O. Bălescu și N. Begleagă), chiciura, poleiul și lapovița (Șt. Stoenescu și colab.), ploile catastrofale (N. Topor), evapotranspirația (C. Donciu), bruma și înghețul (N. Topor), etc.

Alte studii au vizat însă caracterizarea complexă a climatei țării noastre. Dintre acestea pot fi citate cursul de climatologie a R.P. Române (Șt. Stoenescu), capitolul de climă din Monografia geografică a R.P.R., Clima R.P. Române (editată de I.M. în două volume), Atlasul climatologic al R.S. România (editat de I.M. în trei fascicule), precum și caracterizările climatice din unele lucrări geografice asupra întregii țări sau unele lucrări de raionare climatică a teritoriului țării (V. Minăilescu, Șt. Stoenescu, C. Donciu).

O caracteristică importantă a etapei postbelice o constituie orientarea tot mai accentuată spre studiile cu aplicabilitate practică. Dezvoltarea rapidă a industriei și urbanizarea au necesitat caracterizarea tot mai amănunțită a diferențierilor climatice pe teritorii restrinse. Au început să se efectueze cercetări microclimatice atât pe teritoriile urbane cât și în alte teritorii cum sînt podgoriile. Studii microclimatice s-au efectuat asupra teritoriului oragelor Iași (I. Gugiuman, El. Erhan), București (El. Dumitrescu), Cluj (V. Belozarov), Agigea, V. Roaită, Techirghiol (Șt. Pascu și colab.), apoi pe teritoriul podgoriilor Murfatlar (E. Socor și colab.) și Cotnari (D. Țigtea și I. Rogojan, I. Gugiuman și colab.), în împrejurimile lacului Băneasa (I. Dobrea și I. Bîrcă), etc. Dealtfel, pentru multe regiuni, îndeosebi bazine horti-viticole, s-au efectuat cercetări microclimatice fără a fi publicate. Dintre lucrările climatice menite să sprijine agricultura, cităm doar cele dedicate studiului influenței irigațiilor asupra condițiilor fitoclimatice (Șt. Stoenescu), radiația solară în podgoria Murfatlar, etc. Multe din aceste lucrări nu au văzut lumina tiparului iar altele au un caracter bioclimatic.

Unele lucrări au vădit caracter aplicativ în domeniul transporturilor și comunicațiilor. Așa sînt studiile asupra cețurilor de pe aeroporturile Bacău, Iași și Suceava (M. Grama), asupra climei aeroportului Timișoara-Gearmata (A. Ghertic și colab.), asupra intervalului cu strat de zăpadă favorabil drumului de sanie (D. Țigtea), asupra influenței înghețului în transporturi (Șt. Stoenescu), etc.

Pentru a sprijini economia națională, s-a trecut la efectuarea unor cercetări și experiențe de stimulare a producerii precipitațiilor (Șt. Zarea și colab.).

O problemă la ordinea zilei este cea a poluării atmosferei care este studiată tot mai mult nu numai de climatologi ci și de medici igienisti, îndeosebi în orage.

Poluarea atmosferei a fost cercetată sistematic în orașele Iași, Bicăz, Suceava, Galați, București, Hunedoara, Copșa Mică, Turnu Măgurele etc.

Chiar și dintr-o asemenea prezentare rezumativă, apare destul de clară amploarea deosebită pe care a luat-o studiul climatologic al țării noastre după cel de al doilea război mondial. Baza materială la nivelul tehnicii mondiale, ca și serioasa pregătire științifică a cercetătorilor din cadrul Institutului de Meteorologie-Hidrologie, al catedrelor universitare de geografie și al Institutului de Geografie al Academiei R.S. România pot asigura dezvoltarea și pe mai departe a studiului climei teritoriului țării noastre pentru a preîntîmpina astfel necesitățile practice și teoretice.

FACTORII GENETICI AI CLIMEI TERITORIULUI R.S. ROMANIA

A. Factori geografici.

a. Agezarea geografică. Unul din factorii principali care influențează clima unei regiuni oarecare este agizarea geografică. Este vorba, mai întâi, de agizarea pe glob a regiunii respective, fapt care face să se manifeste într-un anumit mod efectele formei și mișcărilor Pământului. Din acest punct de vedere, se poate aprecia că teritoriul R.S. România este amplasat la o distanță aproape egală față de ecuator și pol, adică în plină zonă temperată. Aceasta determină caracterul dominant de climă temperată, cu anotimpuri bine diferențiate, cu variații însemnate a duratei zilelor și nopților, a unghiului de incidență a razelor solare și ca atare a intensității radiației solare și deci și a temperaturilor.

Teritoriul țării noastre se întinde între $45^{\circ}37'07''$ și $48^{\circ}15'06''$ latitudine nordică. Datorită acestui fapt, unghiul pe care îl fac razele solare cu orizontala locului ajunge să varieze în decursul unui an de la peste 18° (în timpul solstițiului de iarnă) la peste 69° (în timpul solstițiului de vară).

Cu toate că teritoriul țării noastre nu se întinde prea mult în latitudine, există totuși diferențe în variația înclinării razelor solare între nordul și sudul țării. Astfel, în extremitatea nordică a țării, acest unghi dintre razele solare și orizontala locului variază de la $65^{\circ}11'54''$, la solstițiul de vară, la $18^{\circ}17'54''$, la solstițiul de iarnă; în extremitatea sudică a țării acest unghi variază între $69^{\circ}49'53''$ și $22^{\circ}55'53''$. Prin urmare, între nordul și sudul țării există o diferență de $4^{\circ}37'59''$ între unghiurile sub care cad razele solare. Aceasta determină o diferență de temperatură reflectată și în valoarea medie

annuală: la Calafat $11,5^{\circ}$, la Satu Mare $9,7^{\circ}$; la Călărași $11,3^{\circ}$, la Dorohoi $8,3^{\circ}$. La Calafat sînt, în medie, 49 zile cu temperaturi sub 0° iar la Satu Mare sînt 60 asemenea zile; la Calarași sînt 58 zile iar la Dorohoi 90 zile. În același sens variază și numărul de zile cu strat de zăpadă: la Călărași 36 zile iar la Botogani 61 zile, în medie, cu strat de zăpadă.

Influența latitudinii se manifestă nu numai prin variația înclinării razelor solare, ci și prin variația duratei zilelor și a nopților. Astfel, în partea nordică a țării durata zilei ajunge la 16 ore și 2 minute la solstițiul de vară, în timp ce în sudul țării ziua atinge doar 15 ore și 26 minute. În schimb, la solstițiul de iarnă ziua durează doar 8 ore și 22 minute în nord și 8 ore și 56 minute în sudul țării. În felul acesta, durata zilei variază, în decurs de un an, cu 7 ore 40 minute în nordul țării și doar cu 6 ore 30 minute în sud. Desigur că și aceste diferențe dintre durata zilelor contribuie, în bună măsură, la variația temperaturii aerului și a altor elemente climatice din sudul spre nordul țării.

Se poate spune, în ultimă instanță, că poziția în latitudine a teritoriului țării noastre influențează direct și în cea mai mare măsură durata și intensitatea radiației solare, adică fluxul de energie solară care stă la baza tuturor proceselor meteorologice și climatice.

Dar tot în problema așezării pe glob a teritoriului R.S. România trebuie amintită și poziția longitudinală. Țara noastră se întinde între $20^{\circ}15'44''$ și $29^{\circ}41'24''$ longitudine estică, deci pe o distanță de $9^{\circ}25'40''$. De aici decurge o diferență de oră locală de 37 minute și 43 secunde, adică Soarele trece la meridianul locului (respectiv, răsare sau apune) cu 37 minute și 43 secunde mai devreme în extremitatea estică a țării decât în cea vestică. Prin urmare, începutul încălzirii solului și a aerului și alte procese meteorologice încep și se termină mai devreme în

estul țării decît în vest.

Importanța climatică a așezării geografice nu rezidă însă numai în poziția matematică, pe glob, a teritoriului țării noastre ci și în așezarea față de unitățile continentale și maritime, față de marile unități de relief, față de marile unități naturale (peisaje geografice) căci toate aceste caracteristici influențează, într-un fel sau altul, condițiile climatice.

Din acest punct de vedere, se poate aprecia că țara noastră este situată în sud-estul Europei peninsulare, la mare distanță față de Oceanul Atlantic și față de Marea Mediterană dar se mărginește direct cu Marea Neagră și cu cîmpia care ocupă întinderi mari în estul Europei și se extinde spre Asia Centrală. Așa se face că asupra climei țării noastre nu se pot manifesta larg influențele climatice moderatoare ale Atlanticului și Mediteranei, mai ales că între acestea și România se interpun puternice lanțuri muntoase (Balcani, Rodopi, Alpii Dinarici, Alpii de Est, Carpați) care stingheresc pătrunderea maselor de aer marin. În schimb se manifestă puternic influența uscatului est-european și asiatic deoarece masele de aer continental din aceste regiuni au cale liberă spre teritoriul țării noastre.

Vecinătatea cu Marea Neagră nu are consecințe hotărîtoare asupra climei țării noastre, din cauza întinderii relativ reduse a acestei mări și a slabei circulații a maselor de aer dinspre mare către țara noastră.

Nu se poate nega faptul că Marea Neagră exercită influențe climatice asupra teritoriului românesc dar aceste influențe se resimt doar în regiunea litoralului iar în restul Dobrogei mai slab.

Așa se face că, în ansamblu, clima țării noastre are caracter de climă temperat-continentală cu slabe influențe maritime.

Pentru a întregi imaginea importanței climatice a așe-

zării geografice a țării noastre, ar trebui examinată și poziția față de principalii centri barici, față de traiectoriile mai frecvente ale ciclonilor, deci față de elementele circulației atmosferice. Această problemă o vom examina însă odată cu analiza circulației atmosferice ca factor genetic al climei țării noastre.

Pentru că însăși unele caracteristici ale circulației atmosferice, insolației și ale manifestării concrete a tuturor elementelor climatice sînt influențate de particularitățile geografice ale teritoriului țării noastre, vom examina trăsăturile geografice ale teritoriului și influențele lor climatice.

b. Suprafața activă. Este știut că suprafața cu care aerul vine direct în contact are un rol deosebit în transformarea energiei solare radiante în energie calorică și totodată furnizează aerului umezeală.

Dintre caracteristicile suprafeței subiacente, un rol climatic de seamă îl joacă aspectul și altitudinea reliefului. În funcție de forma reliefului este înclinarea suprafeței scoarței și orientarea față de punctele cardinale, fapt care influențează intensitatea radiației solare directe repartizată pe fiecare porțiune de teren. În asemenea caz, ne putem aștepta ca influența climatică a reliefului României să fie puternică și variată, datorită varietății mari a formelor de relief și a altitudinii lor.

Între influențele reliefului se impune îndeosebi cea dată de altitudine. Prin înălțimea sa, relieful ridică suprafața scoarței în pături mai joase sau mai înalte ale troposferei care se deosebesc între ele prin temperatură, presiune, umiditate, etc. Așa se face că pe suprafața unei forme de relief înalt se produce o etajare a unor condiții climatice diferite. Din acest punct de vedere, teritoriul țării noastre poate fi considerat ca aparținînd la trei categorii mari de relief, deosebite între ele mai

alee prin altitudine dar și prin alte caracteristici.

Relieful jos, cu altitudini mici, sub 200m, ocupă cca. 33% din teritoriul țării și este reprezentat prin Cîmpia Română, Cîmpia de Vest, Delta Dunării. Acestea sînt regiuni în care predomină suprafețele aproape orizontale, fragmentarea reliefului fiind foarte redusă. Aici se înregistrează, în general, temperaturi ridicate ale aerului, și precipitații reduse. Astfel, la Turnu Măgurele temperatura medie anuală este de $11,5^{\circ}$ iar cantitatea medie de precipitații este de 517,6mm; la Craiova temperatura medie anuală este de $10,8^{\circ}$ și cad în medie 523mm precipitații; la Galați temperatura este de $10,5^{\circ}$ și precipitațiile de 427,7mm; la Sulina temperatura medie este de $11,1^{\circ}$ și precipitațiile de 359mm; la Timișoara temperatura medie de $10,9^{\circ}$ și cad 631mm precipitații iar la Oradea temperatura este de $10,5^{\circ}$ și precipitațiile de 635mm.

Relieful cu altitudine mijlocie este reprezentat prin Podișul Moldovei, Dobrogea, Podișul Transilvaniei și Piemonturile Vestice. Acestea sînt regiuni cu altitudini pînă la 500m și cu o mai accentuată fragmentare a reliefului, ceea ce face ca versanții cu înclinare puternică și cu expoziții diverse să aibă o mare întindere. Prezența văilor mari și a unor depresiuni este o altă trăsătură a acestui relief și ea are urmări de ordin climatic.

Altitudinea mai mare a acestor forme de relief determină o scădere a temperaturii și o creștere a cantității de precipitații față de reliefurile joase. Astfel, la Botoșani temperatura medie anuală este de $8,6^{\circ}$ iar cantitatea medie de precipitații este de 569mm; la Iași temperatura este de $9,5^{\circ}$ și cad 507,8mm precipitații; la Cluj temperatura este de $8,2^{\circ}$ și cad 613mm precipitații.

Relieful înalt este reprezentat, în țara noastră, prin regiunea montană a Carpaților și printr-o mare parte a regiunii subcarpatice. Acest relief are o mare fragmentare încît domină versanții cu înclinări puternice iar supra-

fețele plate, slab inclinate, sînt o raritate. Prezența văilor mari și a unor întinse depresiuni are influențe climatice locale însemnate.

Influența altitudinii acestui relief face ca aici temperaturile să scadă mult iar cantitatea de precipitații să crească peste 1000mm anual. Astfel, la Sinaia temperatura medie anuală este de $6,1^{\circ}$ iar cantitatea de precipitații este de 308mm; la Vf.Omul temperatura medie anuală scade la $-2,6^{\circ}$ dar cantitatea de precipitații crește la 1346mm; la Vatra Dornei temperatura este de $4,9^{\circ}$ iar precipitațiile de 672mm; la Rarău temperatura este doar de $2,1^{\circ}$ dar precipitațiile cresc la 926mm.

Influența altitudinii mari face ca pe culmile montane cele mai înalte temperatura medie anuală să fie negativă iar înghețul să se poată produce oricînd în timpul anului. Zăpada se menține pînă în iulie și poate ninge oricînd în timpul verii. Cantitatea de precipitații crește ajungînd să depășească 1200mm în medie.

Dar influența reliefului apare nu numai ca urmare a altitudinii, ci și a formei și orientării sale. Astfel, formele de relief depresionar favorizează acumularea maselor de aer rece, ducînd la apariția inversiunilor termice. Asemenea situații sînt foarte frecvente în depresiunile intramontane unde se înregistrează temperaturile cele mai scăzute din țara noastră. Este știut că minima absolută de temperatură nu a fost înregistrată la Vf.Omul - stația cu altitudinea cea mai mare (2509m) - ci la Bod care este situat la numai 508m altitudine. Dealtfel, frecvența inversiunilor termice din Țara Bîrsei este trădată și de faptul că la Bod temperatura medie a lunii ianuarie este de $-5,3^{\circ}$, în timp ce la Brașov, care este situat cu 100m mai sus, această temperatură este de $-3,9^{\circ}$. Inversiunile termice din depresiunile intracarpatiche sînt marcate și de ceturile frecvente ca și de poziția joasă a plafonului de nori stratiformi, sub nivelul culmilor montane inconju-

rătoare. Dealtfel, roua abundantă care se formează în aceste depresiuni, sub influența aerului rece coborât de pe culmile vecine, suplinește, în parte, puținătatea precipitațiilor determinată de caracterul de adăpostire și de foehnizarea aerului care coboară spre depresiuni.

Inversiuni termice se înregistrează nu numai în regiunea montană, ci și în restul țării, acolo unde există forme depresionare de relief. Așa, de exemplu, în Depresiunea Jijia-Bahlui apar inversiuni termice față de Podișul Central Moldovenesc; valea Siretului, ca și alte văi, prijeluesc apariția unor asemenea inversiuni.

Prin forma și orientarea sa, relieful influențează mult dinamica aerului barînd calea unor mase de aer, schimbînd direcția altora sau determinînd transformarea unor mase de aer care escaladează relieful înalt. Astfel, lanțul muntos carpatic constituie o piedecă în calea maselor de aer. Masele de aer atlantic, întîlnind în cale Munții Apuseni, sînt nevoite să-i escaladeze, fapt care se soldează cu cădere de precipitații abundente pe versantul vestic al acestor munți și cu producerea fenomenului de foehn și o scădere a precipitațiilor pe versantul estic. Masele de aer respective sînt barate apoi de lanțul Carpaților Orientali unde se produce același fenomen. În felul acesta, deseori, masele de aer atlantic sînt împiedecate să ajungă în estul țării sau dacă reușesc să ajungă își pierd mult din caracterul lor de mase de aer oceanic.

În același fel sînt oprite de către lanțul Carpaților Orientali și masele de aer continental venite dinspre nord-est și est și care sînt canalizate pătrunzînd ușor în Cîmpia Română unde, uneori, ajung să stagneze între arcul carpatic și Balcani.

Stînjinirea circulației maselor de aer de către lanțul carpatic se concretizează în diferențierile climatice dintre partea vestică și cea estică a țării. Astfel, datorită pătrunderii maselor de aer atlantic, în vestul țării clima

este mai umedă și mai moderată înalt cantitatea de precipitații nu scade sub 550mm anual iar amplitudinea termică medie nu depășește 21° . În estul și sudul țării, dimpotrivă, precipitațiile scad până sub 400mm iar amplitudinea medie termică depășește 25° . Se poate afirma deci că lanțul carpatic determină manifestarea unei asimetrii climatice a teritoriului țării noastre, asimetrie care apare foarte evidentă îndeosebi iarna când estul și sudul țării sunt acoperite de aerul rece continental, în timp ce vestul și centrul țării sunt sub influența aerului atlantic mult mai cald.

Influența locală a formei reliefului se face și prin întremediul valorii înclinării și prin orientarea versanților. Astfel, pe versanții puternic înclinați și cu orientare sudică razele solare ajung să cadă perpendicular înalt crește mult intensitatea radiației directe, în timp ce pe versanții cu orientare nordică insolația scade foarte mult ajungându-se uneori ca asemenea versanți să rămână umbriți toată ziua.

e. Circulația atmosferică. Dinamica atmosferică reprezintă un factor climatic de mare importanță căci masele de aer, în deplasarea lor, contribuie la o redistribuire a căldurii, frigului și umezelii pe suprafața terestră. Așa se face că mase de aer tropical, ajunse la latitudini mai mari, provoacă o creștere considerabilă a temperaturii aerului, o încălzire, la acele latitudini. Dimpotrivă, o masă de aer rece, arctic, pătrunsă la latitudini mici, provoacă o răcire puternică a vremii. Masele de aer marin transportă deasupra uscaturilor cantități imense de vaporii de apă provocând căderea unor precipitații abundente.

Prin urmare, se poate afirma că evoluția proceselor și fenomenelor atmosferice dintr-o regiune oarecare poate suferi modificări importante datorită deplasării maselor de aer. Și dacă deplasarea aceasta are un oarecare grad de ritmicitate, o frecvență mai mare, atunci consecințele sale

meteorologice vor avea și ele aceeași ritmicitate devenind o caracteristică climatică. Așa este cazul, de exemplu, cu pătrunderea maselor de aer rece continental în țara noastră, iarna, făcând ca lunile ianuarie și februarie să fie friguroase.

Dar frecvența deplasării și traiectoria maselor de aer depind de existența și poziția centrilor barici care constituie motorul circulației atmosferice. Desigur că în studiul climei interesează centrul baric cu cea mai mare frecvență și în mai mică măsură centrul baric ocazional.

Din analiza valorilor presiunii deasupra Europei și a regiunilor învecinate, rezultă că există 4 centri barici cu mare frecvență care comandă, în general, circulația atmosferică deasupra Europei. Și bineînțeles că în funcție de această circulație se produce și pătrunderea diverselor mase de aer deasupra țării noastre. Cei 4 centri barici sunt următorii :

- Anticicloul azoric care apare ca un cîmp de mare presiune atmosferică situat deasupra Oceanului Atlantic între 20° și 40° lat.N. Acest centru baric persistă tot timpul anului, suferind doar unele modificări ca întindere, mărime a presiunii și ca poziție căci se deplasează puțin spre nord vara și spre sud iarna.

- Anticicloul siberian este un alt cîmp de mare presiune care apare însă doar în anotimpul rece și se întinde în estul Europei și nordul Asiei. Acest anticiclou suferă variații destul de mari în ceea ce privește extinderea lui și valoarea presiunii atmosferice.

- Cicloul islandez apare ca un cîmp de mică presiune atmosferică deasupra părții nordice a Oceanului Atlantic. Și acest centru baric se menține tot timpul anului, dar suferă variații căpătînd o extensiune mare și accentuându-se iarna și restrîngîndu-se și slăbind în intensitate în timpul verii.

- Cicloul mediteranean reprezintă un cîmp de mică presiune care apare iarna deasupra bazinului central al Mării Mediterane.

Aceştia sînt centrul barici cu cea mai mare frecvenţă (unii ajungînd să fie permanenţi) care comandă circulaţia generală a aerului deasupra Europei. În afară de aceştia însă mai apar şi alţii cu frecvenţă mai mare sau mai mică şi care influenţează circulaţia atmosferică.

Să analizăm caracteristicile circulaţiei atmosferice în Europa în funcţie de centrul barici principali şi influenţele climatice asupra teritoriului R.S. România.

Cum doi dintre centrul barici principali (anticicloul siberian şi cicloul mediteranean) apar numai iarna şi vara dispar, vom analiza cele două situaţii diferite create iarna şi vara.

Iarna, în luna ianuarie, nord-vestul Europei se află sub influenţa cicloului islandez care se accentuează şi se extinde mult; sud-vestul continentului se află sub influenţa anticicloului azoric care ajunge să ocupe şi Peninsula Iberică extinzîndu-se pînă în Franţa; estul Europei se află sub influenţa anticicloului siberian, care se extinde trimiţînd o dorsală spre central Europei; sudul Europei se află sub influenţa cicloului mediteranean care îşi are centrul deasupra Italiei şi de obicei nu este prea accentuat.

Poziţia centrilor barici amintiţi face ca pe teritoriul ţării noastre să pătrundă masele de aer arctic continental. Aceste mase de aer nu depăşesc, de obicei, grosimea de 600m şi datorită densităţii lor mari ele nu reuşesc să escaladeze lanţul carpatic, rămînd cantonate în estul şi sudul ţării, unde determină puternice scăderi de temperatură şi precipitaţii puţine. În vestul ţării şi în regiunile montane însă timpul este mai puţin rece şi cu ninsoari mai bogate. Pe deasupra masei de aer arctic continental se deplasează, spre nord-est, mase de aer mai calde

și la contactul acestora cu aerul rece de deasupra se formează un strat de nori. Cum acest strat este la altitudine mică (între 400m și 600m), relieful mai înalt rămâne deasupra lui.

Uneori, ciclonul mediteranean se intensifică și se deplasează spre Peninsula Balcanică iar anticiclonul siberian se extinde și el spre sud. Atunci aerul cald și umed se deplasează la înălțime spre nord, trecînd peste sud-estul țării noastre. În asemenea condiții, în estul și sudul României, se produc ninsori abundente și viscole puternice.

Dar nu sînt rare nici cazurile cînd deasupra Mediteranei ciclonul este înlocuit cu un anticiclon pe la a cărui periferie nordică se deplasează spre est cicloni veniți dinspre nordul Atlanticului și care aduc în sud-estul Europei mase de aer cald și umed. În acest caz, la noi vremea este relativ caldă și cu precipitații sub formă de burniță, ploaie și lapoviță iar uneori, în sudul țării pătrund mase de aer cald, dinspre sud, care dau timp călduros.

De fapt, situațiile barice și stările de vreme din timpul iernii sînt mult mai diverse ca urmare a formării și deplasării unor cicloni și anticicloni pe diverse traiectorii. Analiza acestor traiectorii a scos în evidență existența unor direcții mult mai frecvente față de altele accidentale.

În timpul verii, în iulie, configurația cîmpului baric arată cu totul altfel decît iarna. Vara, anticiclonul azoric se intensifică și se mută spre nord, extinzîndu-se peste partea sud-vestică a Europei și trimițînd o dorsală spre centrul continentului. Ciclonul islandez se reduce ca intensitate și ca întindere față de situația din timpul iernii. Dispar anticiclonul siberian și ciclonul mediteranean dar apare, în schimb, o vastă arie deprimară în sud-vestul Asiei cu centrul în Iran.

În asemenea condiții se produce un transport de aer dinspre vest către est și sud-est, atât la sol cât și la înălțime. De aceea masele de aer atlantic se continentalizează ajungând la noi ca mase de aer uscat. Așa se face că înorările sînt mai slabe și de scurtă durată iar în mersul proceselor meteorologice se vedește din plin ritmicitatea diurnă. Vremea este, în general, călduroasă, senină și calmă. Insolarea intensă provoacă însă formarea unor cicloni locali, care duc la apariția averselor și a fenomenelor orajoase. Uneori, în Cîmpia Română sau în Transilvania se formează cicloni locali de mai mare amploare care cheamă masele de aer atlantic ce aduc înorări și precipitații mai bogate.

Cîteodată, în Cîmpia Rusă se formează arii anticiclonale care împing pe teritoriul țării noastre mase de aer uscat și fierbinte, care dau un timp secetos și foarte călduros, îndeosebi în estul și sudul țării. În sud se manifestă același tip de vreme și în cazul pătrunderii aerului tropical dinspre Africa, datorită prezenței unui anticiclon în estul Mediteranei.

Desigur că și vara situațiile barice sînt mai variate dar, în general, circulația atmosferică este mai slabă decît iarna și schimbările stărilor de vreme sînt mai lente. Aceste schimbări devin deosebit de frecvente și puternice în anotimpurile de tranziție.

Modificarea poziției și intensității centrilor barici principali, ca și deplasarea centrilor barici locali fac ca aspectul cîmpului baric european să fie foarte variat și ca atare și stările de vreme să fie mai diferențiate. Din analiza hărților sineptice se pot constata însă anumite poziții ale centrilor barici, anumite aspecte ale cîmpului baric european care sînt mai frecvente și pot fi considerate tipice. Climatologul N. Topor a stabilit 7 tipuri ale cîmpului baric, precizînd și frecvența lor. Fiecărui din aceste tipuri îi corespunde un anumit tip de vreme în țara-

ra noastră. Pentru că autorul a numerotat aceste tipuri, le vom examina în ordinea dată de el deși ar fi fost mai potrivit să le fi grupat după anotimpuri sau după frecvență.

Tipul I baric este caracterizat prin prezența unui puternic anticiclone în partea vestică și centrală a Europei, în timp ce pe Atlantic și în estul Europei există arii ciclonale. În asemenea condiții, pe flancul estic al anticiclonei vest-europene se deplasează intense mase de aer arctic din nordul Peninsulei Scandinavice, până în estul Mediteranei. Aflată sub influența acestor mase de aer, țara noastră cunoaște stări de vreme diverse în funcție de anotimp. Astfel, iarna se manifestă un timp foarte rece cu vânt puternic și ninsoși moderate; vara timpul este rece și cu ploi de scurtă durată; primăvara și toamna se produc accentuate scăderi de temperatură, cu îngheț și ninsoși.

Un asemenea tip baric se produce destul de rar, lui revenindu-i cca. 8% din numărul zilelor unui an. În decursul anului el apare mai frecvent în luna septembrie (1,09%) și mult mai rar în iulie (0,27%).

Tipul II baric este caracterizat prin prezența unui puternic anticiclone în estul Europei care se extinde din nordul Africii până în Peninsula Scandinavică și are centrul deasupra Mării Negre; vestul Europei și nordul Atlanticului sunt ocupate de o arie depresionară. În asemenea caz, peste tot teritoriul țării noastre pătrund mase de aer tropical cald și uscat dinspre Africa sau Asia Sud-Vestică. Aceasta face ca vremea să devină foarte caldă și secetoasă vara, călduroasă primăvara și toamna și relativ caldă iarna când se poate ajunge la dezgheț. Deci, în general, se produce o încălzire a vremii și o scădere a umidității.

Acest tip baric se realizează și mai rar decât primul, încât are o frecvență anuală de numai 6%. El apare mai ales în martie și noiembrie (0,82%), în timp ce vara este foarte

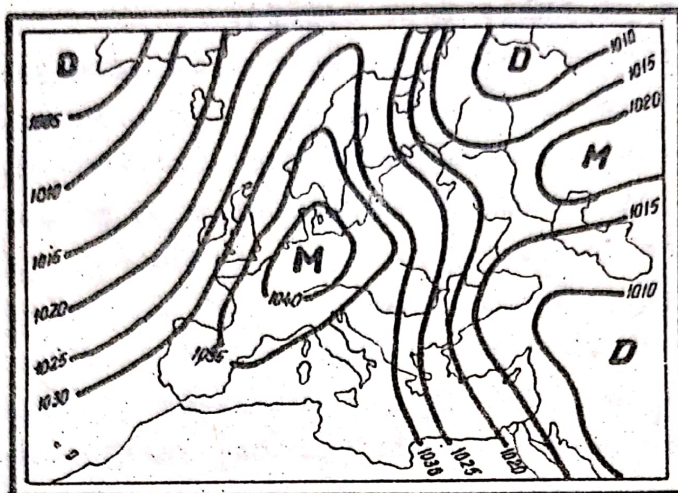


Fig. 1 Tipul I de repartitie a presiunii atmosferice medii (în mb) la nivelul mării

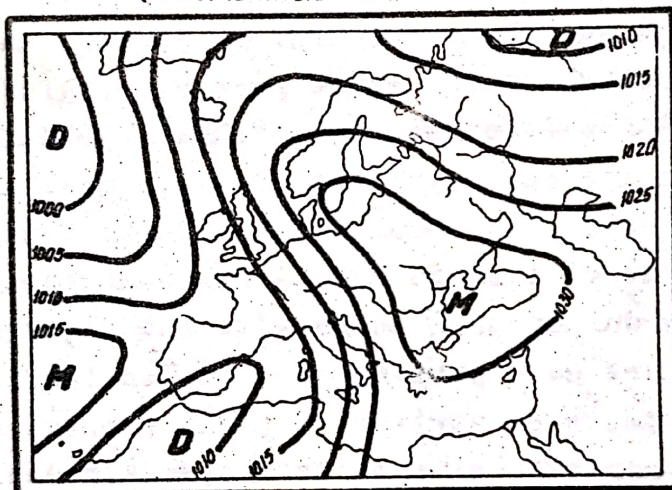


Fig. 2 Tipul II de repartitie a presiunii atmosferice medii (în mb) la nivelul mării

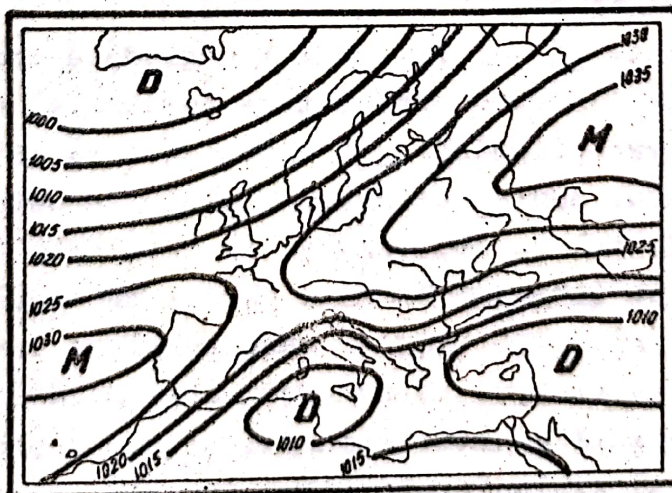


Fig. 3 Tipul III de repartitie a presiunii atmosferice medii (în mb) la nivelul mării

rar (în iunie 0,27% și iulie doar 0,05%).

Tipul III baric are specific unirea anticiclonei siberian cu cea azoric încât Europa este traversată, de la sud-vest spre nord-est, de un brâu de mare presiune. Bazinele Mediteranei, ca și nordul Atlanticului, sunt acoperite de arii depresionare. În aceste condiții, teritoriul țării noastre este invadat de mase de aer venite dinspre est-nord-est ceea ce face ca iarna vremea să fie rece, cu vânt puternic și ninsoși în sudul țării; primăvara și toamna, vremea este caracterizată prin ploi slabe; vara, vremea devine caldă, secetoasă și cu vânturi puternice.

Acest tip baric, mai frecvent decât cele precedente, ajunge la o frecvență anuală de cca. 11%. Se produce mai puțin vara dar în restul anului apare adesea, atingând frecvența maximă toamna (septembrie, octombrie 1,57%).

Tipul IV baric are caracteristic prezența unei arii anticiclonale care ocupă tot sudul Europei, încât continentul este traversat de un brâu de mare presiune pe la sud de țara noastră; nordul Europei se găsește sub acțiunea unei arii depresionare ca o prelungire a ciclonei islandeze. În asemenea situație, pe teritoriul țării noastre pătrund mase de aer tropical, calde și uscate, venite dinspre sud și sud-vest. Ca urmare, vremea devine caldă, uscată și senină în toate anotimpurile.

Tipul acesta este și mai frecvent, ajungând la cca. 16% frecvență anuală. Din fericire pentru țara noastră, el este mai puțin frecvent vara, când mărește uscăciunea și este mai frecvent în restul anului atingând maximum în octombrie (2,48%). Este destul de frecvent și în decembrie (2,19%).

Tipul V baric se aseamănă în bună măsură cu tipul III, fiind caracterizat printr-un brâu de mare presiune care trece peste vestul Europei, de la sud-vest spre nord-est, fiind vorba de o dorsală a anticiclonei azorice prelungită până peste Baltica și Finlanda. Sud-estul Europei, ca și nordul Atlanticului, sunt ocupate de vaste arii depresionare.

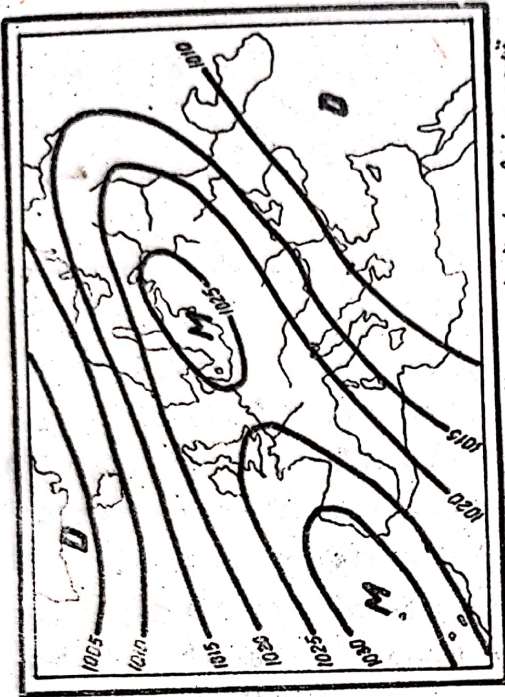


Fig. 5 Tipul V de repartitie a presiunii atmosferice medii
(în mb) la nivelul mării

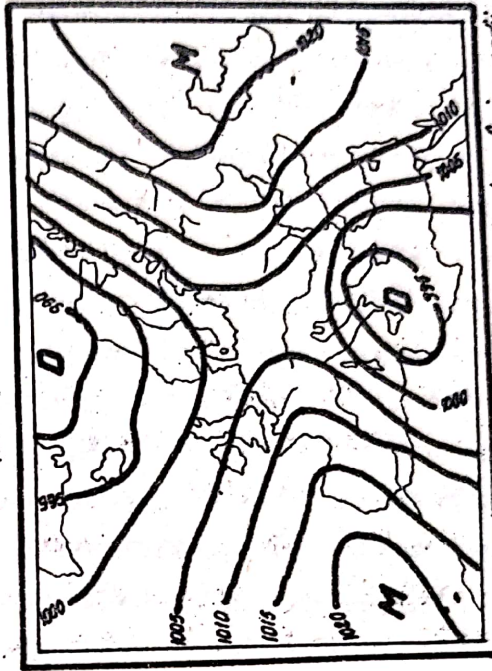


Fig. 7 Tipul VII de repartitie a presiunii atmosferice medii
(în mb) la nivelul mării

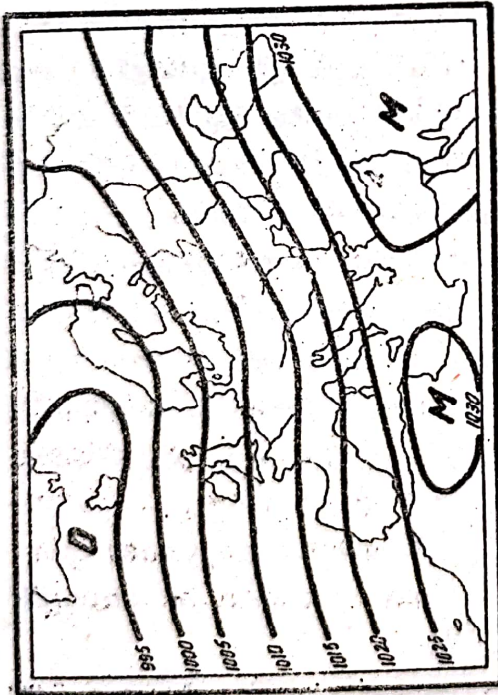


Fig. 4 Tipul IV de repartitie a presiunii atmosferice medii
(în mb) la nivelul mării

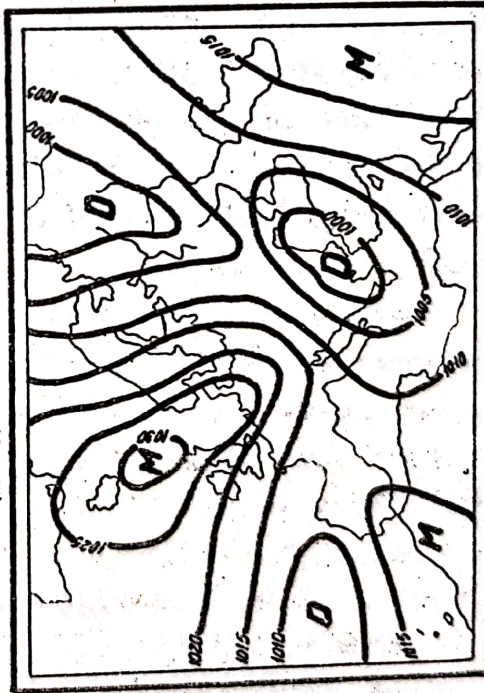


Fig. 6 Tipul VI de repartitie a presiunii atmosferice medii
(în mb) la nivelul mării

Această configurație a cîmpului baric face ca peste teritoriul țării noastre să pătrundă mase de aer atlantic sau continental. Vremea devine, iarna, mai caldă și umedă iar vara devine rece și umedă. Primăvara și toamna vremea devine călduroasă și ploioasă, cînd anticicloulul pătrunde spre centru Europei.

Acesta este tipul baric cel mai frecvent ajungînd la cca. 28% frecvență anuală. Deplasarea spre sud și intensificarea anticicloulului azoric, în timpul verii, face ca atunci să apară cel mai frecvent acest tip baric ce atinge o frecvență de 4,66% în iulie, 5,89% în iunie și 3,4% în august. În restul anului este mai puțin frecvent încît în octombrie înregistrează doar o frecvență de 1,37%.

Tipul VI baric este mult diferit de celelalte tipuri. El este caracterizat prin prezența unei vaste arii de presiune care traversează Europa dinspre estul Mediteranei spre Marea Kara; anticicloulul greenlandez se deplasează către sud-est ocupînd nordul Atlanticului și ajungînd spre centrul Europei; depresiunea islandeză este împinsă mult spre sud, pînă la latitudinea Peninsulei Iberice; o deplasare corespunzătoare suferă și anticicloulul azoric; sud-vestul Asiei este ocupat de o vastă arie anticloulală.

Configurația aceasta a cîmpului baric face ca peste țara noastră să pătrundă mase de aer umed polar venite dinspre nord-vest și nord. De aici vreme rece cu ninsori și viscole, mai ales în Transilvania și Moldova, în timpul iernii. Vara vremea se răcește și cad ploi care, în regiunea montană, sînt foarte reci transformîndu-se, uneori, în ninsori și viscole. Primăvara și toamna vremea se răcește și se produc înghețuri și lapoviță.

Tipul acesta baric are o frecvență anuală de cca. 10% înregistrîndu-se mai ales vara, cînd ajunge la o frecvență de 1,64% în iulie, în timp ce în februarie și decembrie atinge doar 0,27%.

Tipul VII baric prezintă unele asemănări cu tipul precedent. Astfel, și în acest caz este vorba de o arie depresionară care traversează continentul european de la nord spre sud în urma unirii depresiunilor existente pe Mediterana și în nordul Atlanticului, până spre Oceanul Arctic. Estul Europei este ocupat de un vast anticiclone iar sud-vestul continentului este sub influența anticiclonei azorice.

În asemenea condiții pătrund la noi mase de aer venite dinspre est. Aceasta face ca iarna vremea să devină umedă, cu ninsoși bogate, adesea cu viscoale; vara vremea devine umedă, cu ploi însoțite de vânturi puternice.

Acest tip baric are o frecvență destul de mare ajungând la cca. 21% anual. Cea mai mare frecvență o are primăvara, ajungând la 2,74% în aprilie și este mult mai puțin frecvent vara (în iulie doar 0,83%).

Toate aceste tipuri barice reprezintă o anumită schematizare și în realitate cîmpul baric european îmbracă forme foarte diverse dar care, în linii mari, prezintă trăsături generale mai apropiate de un anumit tip dintre cele examinate.

Din toate cele expuse, rezultă destul de clar că cel mai important este factorul dinamic în determinarea caracteristicilor climei teritoriului țării noastre.

B. Factorii radiativi.

Sursa energiei care stă la baza proceselor și fenomenelor meteorologice și climatice o constituie radiația solară. De aceea apare clară importanța studiului factorilor radiativi pentru cunoașterea și înțelegerea condițiilor climatice ale unui teritoriu. Pentru aceasta însă sînt necesare măsurători actinometrice sistematice și îndelungate pe întregul teritoriu. La noi însă asemenea măsurători s-au efectuat la puține stații și într-un timp scurt. Pe baza datelor existente (relativ puține), vom încerca să

surprindem câteva caracteristici ale factorilor radiativi pe teritoriul țării noastre.

a. Radiația solară directă reprezintă principala sursă de căldură pentru suprafața terestră. Valoarea acestei componente de bază a bilanțului radiativ depinde de o serie de factori ca latitudinea locului (în funcție de care stă durata zilei și înălțimea Soarelui deasupra orizontului), transparența atmosferei, gradul de nebulozitate, unghiul de incidență a razelor solare.

Din măsurătorile efectuate la Observatorul de Fizica Atmosferei de la București-Afumați rezultă că la amiază intensitatea radiației solare directe poate depăși $1 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$ în tot timpul anului ajungând la valori de $1,4 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$ în timpul verii și $1,1 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$ iarna. Valoarea maximă absolută, de $1,46 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$, a fost înregistrată la 24 martie 1951.

Desigur că în partea nordică a țării aceste valori sînt mai mici ca urmare a înclinării mai accentuate a razelor solare față de orizontală. Astfel, în timp ce în sudul țării o suprafață orizontală primește anual cca. $126.000 - 130.000 \text{ cal/cm}^2$ iar în nordul țării doar cca. 120.000 cal/cm^2 .

Trebuie să mai ținem seama și de faptul că pe teritoriul țării noastre suprafețele perfect orizontale ocupă întinderi reduse și că, în cea mai mare parte, suprafața uscatului prezintă înclinări diferite și orientări diverse. În funcție de aceasta, intensitatea radiației solare directe suferă variații foarte mari, chiar pe distanțe mici (de exemplu, diferențierile între versantul sudic și cel nordic al unui munte). Pe de altă parte, în regiunile montane radiația directă crește datorită gradului sporit de transparență a aerului.

b. Radiația difuză. În afară de radiația solară directă, suprafața activă mai primește o cantitate de energie sub formă de radiație difuză. Valoarea acesteia este

de obicei mică, încît în timpul solstițiului de vară, la amiază, ajunge abia la $0,25 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$ pe o suprafață orizontală. Bineînțeles că și acest tip de radiație cunoaște o variație diurnă încît dimineața și seara este mult mai slabă.

Intensitatea radiației difuze variază și în funcție de alți factori ca: gradul de transparență a atmosferei, nebulozitate, etc. Astfel, pe măsură ce scade gradul de transparență a aerului crește valoarea radiației difuze intrucît o parte mai mare din radiația solară nu mai ajunge direct la sol ci este reflectată difuz în atmosferă. Dacă cerul este acoperit cu nori, radiația solară nu mai ajunge direct la sol, ci numai sub formă de radiație difuză. În acest caz, intensitatea radiației difuze depinde de grosimea și structura norilor. În cazul unor nori groși și denși, spre sol va putea pătrunde difuz o cantitate redusă de radiație solară. În cazul unor nori subțiri, de tip Cirrus sau Stratus, intensitatea radiației difuze poate ajunge pînă la $0,5 - 0,6 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$.

c. Radiația totală (globală) reprezintă suma radiației solare directe și difuze primită de unitatea de suprafață situată în poziție orizontală.

Este normal ca și radiația totală să sufere variații în timp și spațiu, ca și componentele ei (radiația directă și cea difuză). Astfel, se constată și în acest caz o variație diurnă, încît valoarea maximă a radiației totale se înregistrează la orele 12 și apoi se produce o scădere încît noaptea valoarea sa este aproape zero pentru a crește după răsăritul Soarelui.

Variația anuală este caracterizată printr-o valoare maximă în timpul verii, maxim care nu corespunde în timp cu producerea solstițiului și aceasta ca urmare a nebulozității accentuate care diminuează simțitor mai ales radiația directă. În felul acesta, se ajunge ca maximul de radiație totală să se înregistreze în luna iulie, cînd ne-

bulozitatea este mai redusă. valoarea minimă a radiației totale se înregistrează în luna decembrie, când nebulozitatea este maximă și când se produce și solstițiul de iarnă. Ca urmare a variației anuale, valoarea medie diurnă a radiației totale atinge la aproape 600 cal/cm^2 în timp ce iarna ea scade sub 100 cal/cm^2 (valori valabile pentru sudul țării).

Pentru a ilustra variația anuală a radiației totale, dăm valorile medii lunare și anotimpuale calculate pentru perioada 1952-1961 pe baza înregistrărilor efectuate la București-Afumați și Constanța.

Radiația totală cal/cm^2 suprafață orizontală.

Luna	București-Afumați	Constanța
I	4090	4180
II	5620	5800
III	10160	9780
IV	12270	12130
V	15010	15340
VI	16930	17060
VII	18480	18500
VIII	16250	16440
IX	12170	12450
X	8220	8370
XI	3670	4010
XII	2960	3230
Annual	125830	127290
Iarna	12670	13210
Primăvara	37440	37250
Vara	51660	52000
Toamna	24060	24830

Dar valorile radiației totale înregistrează variații și în spațiu, diferind de la o regiune la alta ca urmare a influenței latitudinii, nebulozității, reliefului, etc.

Astfel, influența latitudinii se face simțită prin diferențele de durată a zilei și de înclinare a razelor

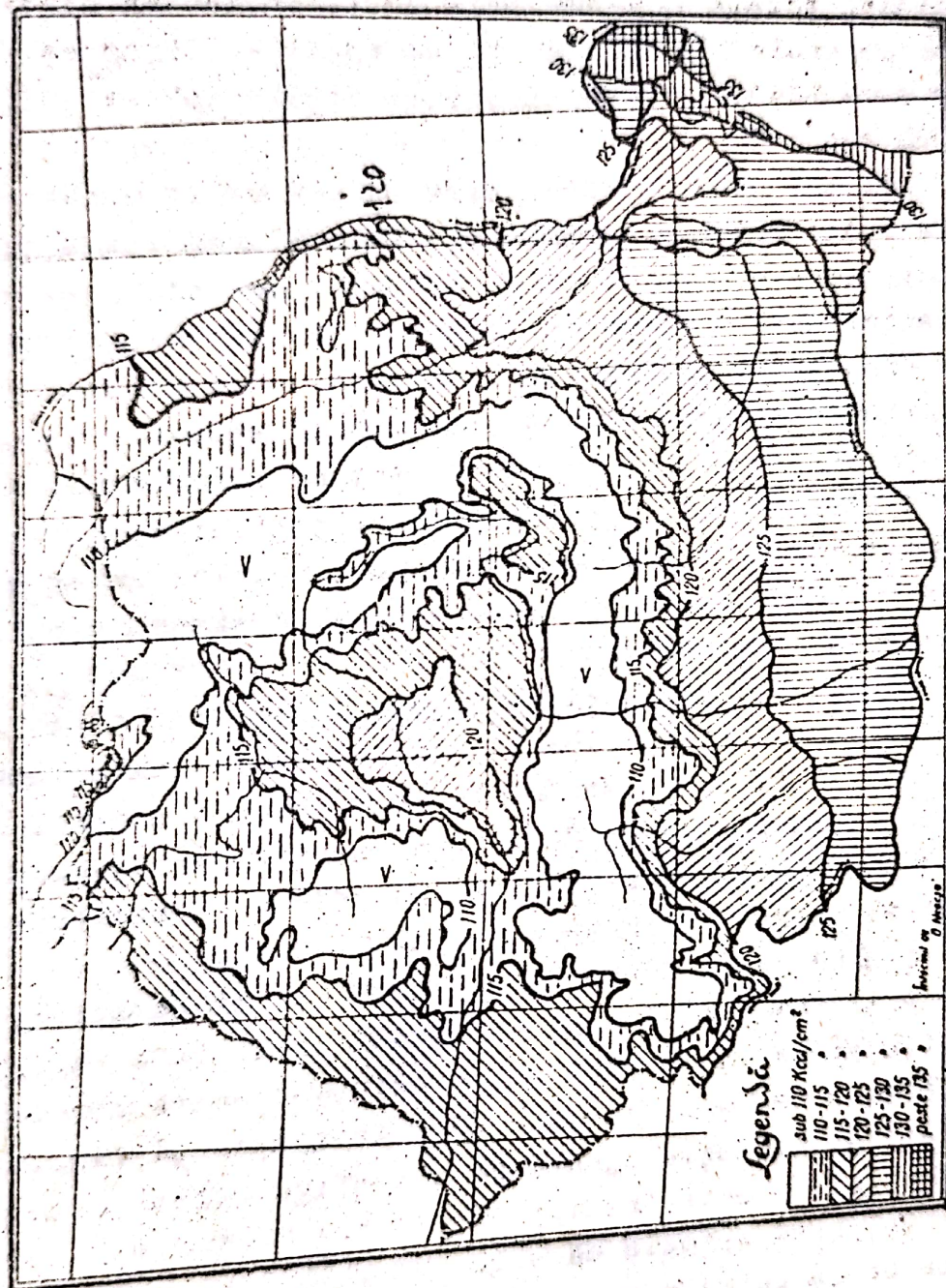


Fig. 8. Radiația globală (sume anuale medii).

solare. Aşa se face că în partea sudică a ţării valoarea radiaţiei totale este mai mare decât în partea nordică: Turnu Măgurele $126000 \text{ cal/cm}^2/\text{an}$; Sulina 135000 cal/cm^2 ; Satu Mare 116560 cal/cm^2 ; Dorohoi 111510 cal/cm^2 ; Sighet 114920 cal/cm^2 (fig. 8).

Regimul nebulozităţii, care diferă de la o regiune la alta, determină diferenţe ale valorii radiaţiei totale. Astfel, între Bucureşti şi Constanţa apar diferenţe, suma radiaţiei totale fiind mai mare la Constanţa, în special vara când aici nebulozitatea este mai redusă ca la Bucureşti. În acest sens este de amintit şi valoarea mai mare a radiaţiei totale, în regiunea montană, iarna când culmile înalte rămân deasupra plafonului de nori, spre deosebire de regiunile de podiş şi cîmpie, unde nebulozitatea mare scade mult valoarea radiaţiei totale. În timpul verii situaţiile se inversează.

d. Radiaţia reflectată şi cea absorbită. Odată ajunsă pe suprafaţa activă, o parte din radiaţia solară (directă şi difuză) este reflectată. Mărimea acestei radiaţii reflectate este în funcţie de particularităţile suprafeţei subiacente şi de unghiul de cădere a razelor solare şi ea se exprimă prin valoarea albedoului.

Ținînd seama de faptul că aspectul şi caracteristicile suprafeţei subiacente se modifică, de la o regiune la alta şi de la un anotimp la altul, se poate aprecia că valoarea albedoului variază mult în spaţiu şi timp. Cum variază şi radiaţia ajunsă pe suprafaţa activă, este evident că şi valorile radiaţiei reflectate vor varia mult.

Se poate aprecia că valoarea radiaţiei reflectate scade de la culmile montane înalte (unde zăpada cu albedou foarte mare persistă mult timp) spre culmile montane joase (acoperite de păduri cu albedou mai mic) şi scade şi mai mult spre regiunile de podiş şi cîmpie unde stratul de zăpadă se menţine puţin, iar solurile de culcare închise sînt dezgolite o bună parte din an.

Restul radiației totale (care nu este reflectată) este absorbită de suprafața subiacentă contribuind la încălzirea acesteia. Se poate aprecia că valorile radiației absorbite scad de la cîmpie spre culmile montane înalte, din sudul spre nordul țării și peste tot de la vară la iarnă. Ca și în cazul radiației totale, maximul se înregistrează la Constanța cu $99200 \text{ cal/cm}^2/\text{an}$ radiație absorbită. Suma maximă lunară se înregistrează în iulie și nu în iunie cînd nebulozitatea este mai mare; minimul lunar se produce în decembrie, cu excepția litoralului, unde minimul apare în ianuarie.

e. Radiația efectivă. Suprafața activă transformă radiația absorbită în energie calorică și emite continuu spre atmosferă radiații calorice (infraroșii). În același timp și atmosfera trimite spre suprafața activă radiații infraroșii. Prin urmare, suprafața activă primește și emite radiații calorice. Diferența dintre radiațiile emise și cele primite de suprafața activă constituie radiația efectivă a cărei valoare depinde de numeroși factori legați atât de starea atmosferei, cît și de caracteristicile suprafeței active.

Se constată că sumele medii lunare au valori care depășesc $5000 - 6000 \text{ cal/cm}^2$ în timpul verii dar ele scad la $2500 - 2400 \text{ cal/cm}^2$ în timpul iernii. În privința variațiilor în spațiu, se constată o scădere a valorii radiației efective din sudul spre nordul țării. Astfel, în timp ce la Constanța suma anuală ajunge la 5160 cal/cm^2 și la București 4820 cal/cm^2 , la Iași ea scade la 4720 cal/cm^2 iar la Cluj la 4570 cal/cm^2 .

f. Bilanțul radiativ reprezintă diferența dintre radiația absorbită și radiația efectivă, adică dintre radiația care pătrunde în suprafața activă și cea pe care o emite această suprafață. Ținînd seama de variațiile componentelor acestui bilanț, apare evident că uneori valoarea lui va fi pozitivă iar alteori va fi negativă. Ziua și vara,

cînd radiația absorbită este intensă iar cea efectivă este mai mică decît ea, bilanțul radiativ este pozitiv. Așa, de exemplu, în lunile de vară bilanțul ajunge la valori mari, cu maximum în iunie cînd se realizează peste 9000 cal/cm²/lună dar în timpul iernii bilanțul devine negativ ajungînd la cca. -1500 cal/cm²/lună. Valoarea maximă a deficitului de căldură se înregistrează în decembrie-ianuarie, cu excepția literalului unde deficitul maxim este în ianuarie, ca urmare a influenței marine, apa cedînd căldură.

Variațiile spațiale ale valorilor bilanțului radiativ sînt puse în evidență de valorile anuale. În general, bilanțul anual are valori pozitive, căci deficitul se manifestă numai timp de patru luni. Se constată însă o scădere a valorii bilanțului dinspre sudul spre nordul țării. Astfel, la Constanța suma anuală a bilanțului este de 4760 cal/cm², la București 43200 cal/cm², la Cluj 41400 cal/cm² și la Iași 40800 cal/cm². Deasemenea, se constată că în vestul țării, nebulozitatea mai mare diminuează valoarea anuală a bilanțului (Timișoara 39700 cal/cm²/an).

Pentru a ilustra mai bine variațiile în timp și spațiu ale unor factori radiativi, reproducem, după Gh. Diaconescu, un tabel cu valori lunare și anuale ale radiației globale (totale), radiației efective, radiației absorbite și bilanțului radiativ de la stațiile București, Constanța, Timișoara, Iași și Cluj. Datele respective au fost obținute prin calcul, pe baza altor elemente meteorologice, dar aceste valori sînt foarte apropiate de cele obținute în unele cazuri prin măsurători directe.

Tab. 1-Radiația efectivă (I), radiația globală (Q+q), radiația absorbită (Rabs.) și bilanțul radiativ (R). Sume lunare și anuale (Kcal/cm²).

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
Rad.													
BUCUREȘTI													
Q+q	3,9	5,6	9,2	12,4	15,3	17,6	18,2	16,7	11,9	8,3	4,1	2,8	126,0
I	2,5	2,8	4,0	4,4	4,5	4,5	5,2	5,9	5,2	4,2	2,6	2,4	48,2
Rabs.	1,2	1,7	5,1	8,2	12,5	14,4	15,0	13,7	9,8	6,8	2,2	0,8	91,4
R	-1,3	-1,1	1,1	5,8	8,0	9,9	9,8	7,8	4,6	2,6	-0,4	-1,6	43,2
CONSTANȚA													
Q+q	4,1	5,7	9,5	13,1	16,2	18,6	19,4	17,6	12,4	8,2	4,3	3,0	132,3
I	2,5	3,4	4,0	4,4	4,8	5,4	6,3	6,1	5,2	4,1	2,8	2,6	51,6
Rabs.	1,2	3,1	6,1	8,4	13,3	15,2	15,9	14,4	10,2	6,7	3,0	1,7	99,2
R	-1,3	-0,5	2,1	4,0	8,5	9,8	9,6	8,3	5,0	2,6	0,2	-0,9	47,6
TIMIȘOARA													
Q+q	3,3	5,0	8,4	12,1	15,1	16,9	17,1	15,5	11,4	7,6	3,4	2,6	118,4
I	2,4	2,6	3,6	4,2	4,5	4,4	5,7	5,5	5,0	4,0	2,4	2,2	46,5
Rabs.	1,0	1,5	4,6	8,0	12,4	13,8	14,0	12,7	9,3	6,2	1,9	0,8	86,2
R	-1,4	-1,1	1,0	5,8	7,9	9,4	8,3	7,2	4,3	2,2	-0,5	-1,4	39,7
IASI													
Q+q	3,2	5,1	8,9	11,9	16,3	17,4	17,8	15,8	11,2	6,9	3,4	2,4	120,3
I	2,4	2,6	4,2	4,1	4,8	4,7	5,6	5,4	4,9	3,9	2,5	2,1	47,2
Rabs.	1,0	1,5	4,9	7,8	13,4	14,3	14,6	13,0	9,3	5,6	1,9	0,7	88,0
R	-1,4	-1,1	0,7	3,7	8,6	9,6	9,0	7,6	4,4	1,7	-0,6	-1,4	40,8
CLUJ													
Q+q	3,6	5,4	9,3	12,7	15,4	16,7	16,9	15,4	11,1	7,8	3,3	2,6	120,4
I	2,5	2,8	4,1	4,3	4,6	4,4	4,7	4,5	4,7	4,2	2,6	2,3	45,7
Rabs.	1,1	1,6	5,1	8,4	12,6	13,7	13,8	12,6	9,1	6,4	1,9	0,8	87,1
R	-1,4	-1,2	1,0	4,1	8,0	9,3	9,1	8,1	4,4	2,2	-0,7	-1,5	41,4

C. Un factor care a influențat, încă de multă vreme, clima teritoriului României îl constituie societatea omenească. Influența omului s-a exercitat îndeosebi prin modificarea caracterului suprafeței active. În cea mai mare parte, această schimbare s-a realizat prin cultivarea terenului. Cele peste 9.700.000 ha arabile și cele peste 770.000 ha vii și livezi reprezintă o suprafață activă care, o bună parte din an, are un albedou foarte mic, în urma aratului, săpatului sau a altor lucrări care reduc mult înveligul vegetal sau îl îndepărtează complet. În aceste perioade suprafețele respective se înfierbîntă mult mai puternic decît suprafețele necultivate și care sînt acoperite cu vegetație naturală tot timpul anului. În special în sezonul cald, îndepărtarea vegetației prin arături are efecte termice importante. Măsurătorile efectuate la Ianca, la 29 VII 1956 au arătat că în timp ce pe terenul înierbat la suprafața solului temperatura atinsese doar 49° , la orele 14, pe terenul lipsit de vegetație temperatura urcase la $63,8^{\circ}$. Deosebit de pregnantă apare diferența dintre cîmpurile desmirigite, care se încălzesc foarte puternic, și cîmpurile cultivate cu porumb, de exemplu, unde vegetația încheiată menține o temperatură mult mai scăzută.

Schimbarea caracteristicilor suprafeței active s-a produs și prin efectuarea de irigații care duc la modificarea proprietăților termice ale solului (mărindu-i căldura specifică) și la consumul unei cantități de căldură prin evaporare. Se ajunge astfel la o scădere a temperaturii solului în timpul zilei și la o creștere în timpul nopții ceea ce duce la scăderea amplitudinii diurne. St. Stoenescu și colab. au arătat că măsurătorile efectuate la Fundulea au pus în evidență o scădere a amplitudinii termice diurne la mai puțin de jumătate în lanurile de porumb irigate față de cele neirigate. Diferențierea termică s-a resimțit și în aerul de deasupra lanurilor respective. Astfel, la o zi după

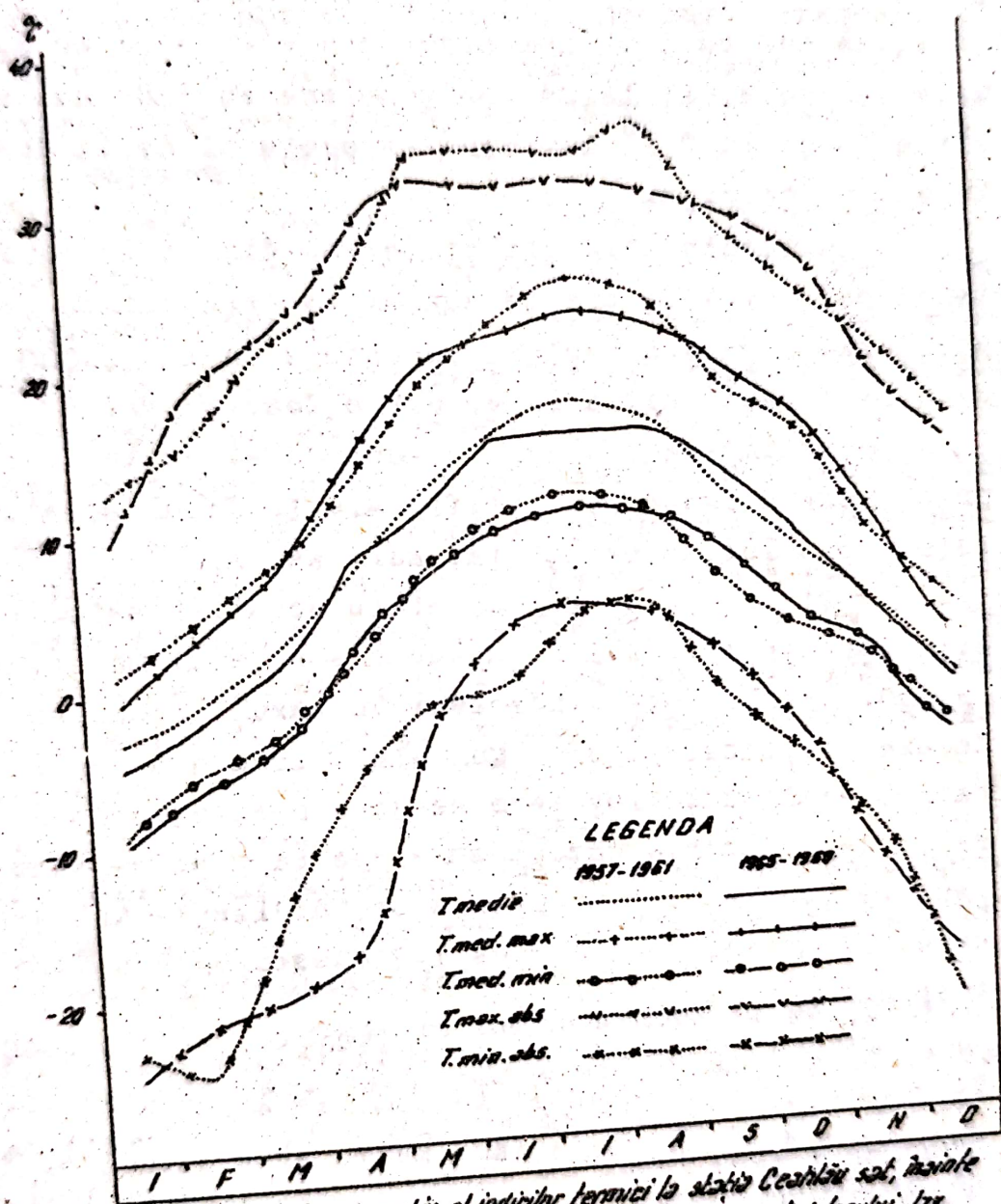


Fig. 9 Regimul comparativ al indicilor termici la stația Ceahlău sat, înainte de existența lacului (1957-1961) și în timpul existenței lacului (2r. Muntei) (1965-1969) - (după I. Stănescu)

efectuarea udatului, la 20 cm înălțime deasupra solului, temperatura aerului era cu 5° mai mică deasupra terenului irigat la orele 13 și cu $1,8^{\circ}$ mai mare la orele 01; la 1m înălțime era cu $3,6^{\circ}$ mai mică la orele 13 și cu $1,8^{\circ}$ mai mare la orele 01; la 2m înălțime era cu $2,8^{\circ}$ mai mică la orele 13 și cu $2,1^{\circ}$ mai mare la orele 01 decât deasupra terenului neirigat.

Influența irigațiilor devine din ce în ce mai importantă, pe măsură ce crește suprafața terenurilor pe care le afectează. Deja s-a depășit suprafața de 1.000.000 ha irigate și această cifră se va dubla foarte curând.

O schimbare radicală a suprafeței active s-a produs prin crearea lacurilor artificiale. În felul acesta suprafața uscatului, acoperită mai mult sau mai puțin de vegetație, a fost înlocuită cu suprafața acvatică având cu totul alte caracteristici. Prin aceasta s-au adus modificări în regimul termic local, îndeosebi în cazul lacurilor mari. Așa, de exemplu, lacul Izvorul Muntelui-Bicaz a provocat o micșorare a amplitudinilor termice și o prelungire a anotimpurilor de tranziție căci toamna apa lacului se răcește mai lent ca uscatul iar primăvara se încălzește mai greu. Graficele alăturate, întocmite de I. Stănescu, evidențiază foarte clar acest fapt.

Cum suprafața lacurilor artificiale mai importante a depășit deja 50.000 ha acumulând peste 2,5 miliarde metri cubi de apă, și se amenajează mereu alte lacuri, se înțelege că influența climatică a acestora merită a fi luată în seamă.

Schimbări importante ale suprafeței active s-au produs și în cuprinsul localităților, platformelor industriale și al căilor de comunicații. Clădirile cu pereții și acoperișurile lor, străzile, șoselele, căile ferate și diversele instalații creează o suprafață activă cu proprietăți diferite și în bună parte și cu expoziție diferită față de suprafața naturală preexistentă. Încălzirea naturală mai in-

tensă din timpul verii, ca și marile cantități de căldură degajată din diversele ardări, îndeosebi în timpul iernii, fac ca temperatura medie anuală din cuprinsul orașelor să fie mai mare decât în regiunile înconjurătoare. La București această creștere este apreciată la $1,2^{\circ}$ iar la Iași la $1,1^{\circ}$ (I. Guguian, 1968).

Influențele climatice ale localităților nu se limitează însă numai la domeniul termic căci marile orașe duc și la creșterea nebulozității și precipitațiilor ca și la unele modificări locale ale circulației atmosferice mergând până la generarea brizelor urbane.

Deși suprafața orașelor este redusă în raport cu întreaga suprafață a țării (după Al. Ungureanu, în 1971 orașele din Moldova totalizau 25.629 ha suprafață construită iar la scara națională această cifră crește la cca. 215.000 ha), nu trebuie uitat că peste 41% din populația țării trăiește și lucrează în condiții climatice modificate de influența urbană.

Influențele climatice ale așezărilor rurale sînt mult mai slabe aici manifestîndu-se mai ales efectul de adăpostire dat de vegetația arborescentă, adesea abundentă, și de clădiri care mai domolesc vîntul.

Dacă efectul influenței umane asupra climei, privit la scara întregii țări poate părea mic, el se amplifică dacă ținem seama de faptul că, pînă să ajungă la noi, masele de aer trec peste mari întinderi de uscat unde suprafața activă a fost și acolo modificată de către om încît aceste efecte se cumulează și ele devin mai importante. Și dacă manifestarea acestor efecte în ansamblu ne poate scăpa, unele influențe cu caracter local am văzut deja că se pun în evidență destul de clar.

CARACTERIZAREA CLIMEI TERITORIULUI R.S. ROMANIA

A. ANALIZA ELEMENTELOR CLIMATICE.

I. TEMPERATURA AERULUI.

Analizând factorii care condiționează clima teritoriului țării noastre, am putut constata că, în general, acești factori suferă importante variații în timp și spațiu, ceea ce atrage variații corespunzătoare ale elementelor climatice. Aceste variații ale valorii elementelor climatice constituie, de fapt, caracteristicile climatice ale teritoriului patriei noastre.

Știm că sursa energetică a proceselor și fenomenelor meteorologice o constituie energia radiantă primită de la Soare și care provoacă încălzirea aerului, evaporarea și alte procese. Cum intensitatea fluxului de radiație solară variază continuu, alături de alți factori care influențează încălzirea aerului, se ajunge ca temperatura aerului să varieze necontenit. Dar se observă că în dependență de variațiile temperaturii aerului stau variațiile pe care le înregistrează alte elemente climatice. De aici putem deduce și ordinea în care va trebui să analizăm elementele climatice și anume vom deduce că este necesar să începem cu examinarea temperaturii aerului și a variațiilor ei.

Dar aerul se încălzește, în cea mai mare măsură, prin intermediul suprafeței active și numai într-o măsură redusă direct de la radiația solară. Prin urmare, nu este lipsit de interes să examinăm mai întâi variațiile de temperatură ale suprafeței active.

I a. Regimul termic al suprafeței active.

În cea mai mare parte, suprafața activă este reprezentată prin sol dar există și întinderi acvatice în cuprinsul țării noastre. Nu va fi deci lipsită de interes o ana-

liză, fie și sumară, a regimului termic al solurilor și apelor din țara noastră. Vom începe cu solul căci acesta ocupă marea majoritate a țării, în timp ce suprafețele acvatice au o suprafață redusă.

Bineînțeles că se înregistrează o variație diurnă a temperaturii solului dar această variație nu se propagă decât până la adâncimi de câteva zeci de centimetri. Aceasta din cauza conductibilității termice reduse a solului. Cele mai mari variații termice se înregistrează la suprafața solului. Aici temperatura începe să crească de la răsăritul Soarelui (când începe insolația) și atinge maximum între orele 13-14 după care temperatura scade înregistrând un minimum dimineața, înainte de răsăritul Soarelui.

Amplitudinea termică diurnă la suprafața solului variază în decursul anului odată cu variația insolației dar variază și de la un loc la altul, în funcție de tipul de sol și de vegetația care îl acoperă. Regimul termic diurn al solului este în funcție și de gradul de acoperire cu zăpadă, de stadiul de dezvoltare a vegetației, de umiditatea solului, de nebulozitate - toți factori care suferă ei înșiși mari variații în decursul anului.

Pe suprafața solului fără vegetație temperatura a ajuns la $65,8^{\circ}$ la ora 14 și a scăzut la $12,4^{\circ}$ la ora 5, în timp ce în aceeași zi și în aceeași localitate pe solul acoperit cu iarbă temperatura a atins numai $49,3^{\circ}$ la orele 13 și $13,2^{\circ}$ la orele 6. Deci apare evidentă diferența dintre regimul termic al unui sol înierbat și cel al unui sol lipsit de vegetație. (Datele respective au fost înregistrate la Ianca la 29 VII 1956).

Dacă vara amplitudinile termice la suprafața solului ating valori foarte mari, iarna aceste valori sînt mult mai mici, din cauza insolației slabe, a albedoului foarte mare al zăpezii, etc.

În interiorul solului, amplitudinea termică diurnă scade rapid încît la câteva zeci de centimetri adîncime

ea devine 0° . Se constată că această variație a temperaturii depinde de tipul de sol; de starea lui de umeseală, de gradul de acoperire cu vegetație. La solurile acoperite cu vegetație amplitudinile termice în adâncime sînt mai mici decît la solurile nude.

Cum este și firească, temperatura solului înregistrează și o variație anuală ca urmare a variației anuale a insolației și a stării solului (vegetație dezvoltată, strat de zăpadă, etc.). Astfel, se constată că la suprafața solului temperatura începe să crească din luna februarie ajungînd să atingă maximum în luna iulie și apoi scade treptat atîngînd minimum în luna ianuarie.

Dacă luăm în considerare mediile lunare plurianuale, vom constata că la ora 8 temperatura la suprafața solului are abia $-3,5^{\circ}$ în ianuarie și crește apoi ajungînd la $25,7^{\circ}$ în iulie. La ora 14 temperatura crește la $+0,1^{\circ}$ în ianuarie și la $40,7^{\circ}$ în iulie (în mai ajunge deja la 31° iar în septembrie se menține încă la 33° pentru ca în octombrie să scadă deja la $19,9^{\circ}$). La ora 20 temperatura scade la $-2,7^{\circ}$ în ianuarie și la $23,4^{\circ}$ în iulie. Deci se constată că amplitudinea medie anuală a temperaturii la suprafața solului este foarte mare ajungînd la peste 40° la orele 14.

În adîncime însă, temperatura solului scade dar scad și amplitudinile anuale. Astfel, la 5 cm adîncime temperatura medie lunară la ora 14 este de $-0,7^{\circ}$ în ianuarie și de $32,3^{\circ}$ în iulie, deci amplitudinea este de 33° ; la 10 cm adîncime media lunară la ora 14 este de $-0,9^{\circ}$ în ianuarie și $29,5^{\circ}$ în iulie (amplitudine de $30,4^{\circ}$); la 20 cm adîncime media lunară pentru ora 14 este de $-0,6^{\circ}$ în ianuarie și de $25,1^{\circ}$ în iulie (amplitudine de $22,9^{\circ}$).

Pe lîngă o scădere a amplitudinii, se constată și un decalaj al minimului în februarie și al maximumului în august, pe măsură ce crește adîncimea solului.

Din regimul termic al solului se poate deduce că

solul înmagazinează energie calorică în timpul verii și o eliberează apoi prin radiație. Acest proces este de natură a influența mersul anual al temperaturii aerului în sensul micșorării amplitudinii anuale, căci căldura emanată iarna de sol împiedecă răcirea excesivă a aerului, la fel cum înmagazinarea de căldură, în interiorul solului, în timpul verii împiedecă încălzirea prea mare a aerului.

Se constată că temperatura la suprafața solului înregistrează variații spațiale în cuprinsul țării, ca urmare a poziției geografice, a formei și altitudinii reliefului, etc. Aceste variații fac ca între sudul și nordul țării - în condiții asemănătoare - să apară diferențe de 2° - 4° . În adâncime însă diferențele acestea se reduc mult.

Regimul termic al apelor de suprafață prezintă unele particularități izvorite din mobilitatea mai mare a apei și din proprietățile ei calorice. Datorită valorii mai mari a căldurii specifice, cât și mișcărilor apei care se soldează cu schimb de căldură în interiorul masei acvatice, regimul termic al apei se caracterizează prin valori de temperatură mult mai moderate decât cele ale solului. Și în cazul apelor însă temperatura variază mai puternic la suprafață, în stratul de apă superficial, iar spre adâncime aceste variații scad.

În mersul diurn al temperaturii apei se constată un oarecare paralelism cu mersul temperaturii solului și aerului. Apa începe să se încălzească după răsăritul Soarelui și atinge valoarea maximă după ora 14, menținându-se cu temperatură ridicată până aproape de ora 18. După aceea temperatura apei începe să scadă continuu și lent atingând valoarea minimă înainte de răsăritul Soarelui. Aceasta este mersul temperaturii la suprafața apei.

Pe măsură ce crește adâncimea apei, se produce o întârziere în apariția valorilor maxime și minime. Astfel, în unele cazuri, la adâncimea de 1m în apa lacustră, temperatura maximă se înregistrează la ora 18 iar minima la ora 8;

la 1,5m adâncime maximul termic diurn se produce abia în jurul orei 20 iar minimul tot în jurul orei 8; la 2m adâncime maximul se produce tot în jurul orei 20 iar minimul în jurul orei 10. (Valorile acestea au fost constatate pe lacul Slobozia Amara de către P.Gigtescu).

Valoarea temperaturilor înregistrate la suprafața apei este în funcție de anotimp, de gradul de nebulozitate, vânt, etc. Vara temperaturile maxime pot ajunge la 30° - 31° și mai mult chiar, în funcție de mărimea bazinului acvatic. În timpul nopții apa se răcește, dând amplitudini de 3° - 4° . Spre adâncime, odată cu scăderea valorii temperaturii scade și amplitudinea termică diurnă. Iarna, variațiile termice diurne sînt mult mai mici decît vara.

Mersul anual al temperaturii apelor înregistrează un maximum vara și un minimum iarna. Maximul apare, de obicei, în luna august dar în cazul bazinelor acvatice mici, care se încălzesc și se răcesc mai ușor datorită volumului mic de apă, el apare în iulie. Minimul termic se produce în februarie, iar în bazinele mici în ianuarie.

Temperaturile maxime înregistrate vara depind de mărimea bazinului acvatic și de condițiile geografice în care este situat. Astfel, în lacul Bistreța temperatura maximă a atins $34,6^{\circ}$ la 30 VI 1963; în lacul Greaca $33,4^{\circ}$ iar în Razelm 36° tot în iunie 1959; în iazul Paharnicul de la Tîrgu Frumos $29,5^{\circ}$; în lacul Sic din Cîmpia Transilvaniei $27,6^{\circ}$; în lacul Scroboasa din Munții Bucegi $18,2^{\circ}$; în lacul Izvorul Muntelui-Bicaz 21° ; 10° în lacul Bîlea din Munții Făgăraș. În Marea Neagră, în golful Jibreni (URSS) s-a înregistrat temperatura de $30,3^{\circ}$ în anul 1947.

Temperaturile minime ale apelor coboară pînă la 0° și chiar sub 0° . Pe Dunăre, în brațul Chilia, temperatura minimă a ajuns la 0° în anul 1954 și la $1,9^{\circ}$ în anul 1952; pe Razelm s-a înregistrat 0° în anul 1954 și $0,2^{\circ}$ în 1952; pe Marea Neagră, în golful Jibreni, s-a înregistrat -1° în anul 1954.

Când temperatura atinge $0,5^{\circ}$ începe formarea gheții la mal iar la $0,1^{\circ}$ începe formarea gheții interioare. Odată format podul de gheață, se reduce foarte mult schimbul de căldură între apă și aer. Data medie a apariției podului de gheață este în jur de 10 ianuarie pentru Dunăre în sectorul Beltei iar data medie a dispariției lui este în jur de 1 martie.

La restul țării, perioada apariției și distrugerii podului de gheață este în funcție de mărimea și natura obiectivului acvatic (pe lacuri mici apare mai repede decât pe lacurile mari iar pe râuri apare cu atât mai târziu cu cât viteza apei este mai mare) și de condițiile climatice dictate mai ales de altitudine. Așa se face că pe lacurile alpine podul de gheață poate apare de la 15 noiembrie și ține până la începutul lunii mai.

Data apariției și dispariției podului de gheață, ca și durata existenței lui, variază destul de mult de la un an la altul.

I b. Regimul termic al aerului.

Dat fiind faptul că la încălzirea aerului sursa de căldură o constituie radiația solară, care înregistrează o serie de variații, și că această încălzire se face, în cea mai mare măsură, prin intermediul suprafeței active, a cărei temperatură variază mult, temperatura aerului înregistrează o serie de variații în timp și spațiu.

Astfel, se constată, mai întâi, o variație diurnă a temperaturii aerului, datorită mersului diurn al radiației solare. Această variație diurnă se manifestă printr-o creștere a temperaturii aerului după răsăritul Soarelui, până la orele 14-15 când se atinge maximum și apoi o scădere continuă până în preajma răsăritului Soarelui, când se înregistrează minimul termic.

Aceste trăsături generale ale regimului termic diurn

al aerului se păstrează, în general, tot timpul anului pe întreg teritoriul țării. Variază, de la o zi la alta și de la un loc la altul, valorile pe care le atinge temperatura aerului și amplitudinea termică diurnă. Intervin însă o serie de factori cu acțiune neregulată ce modifică mersul diurn al temperaturii aerului. În acest sens trebuie citată, în primul rând, advecția maselor de aer: invazia unei mase de aer rece în timpul zilei face ca temperatura să scadă mult coborînd chiar sub valoarea avută în nopțile precedente; invazia unei mase de aer cald poate provoca o creștere rapidă a temperaturii aerului chiar în timpul nopții. Asemenea perturbații ale regimului termic diurn sînt mult mai frecvente iarna și în anotimpurile de tranziție.

Dată fiind producerea perturbațiilor provocate de advecția maselor de aer, regimul termic diurn apare mai clar în evidență dacă se iau în considerare valorile medii orare calculate pe mai mulți ani. Se constată că variația periodică diurnă apare astfel foarte evidentă pentru tot anul pe întreaga țară. Dar mai apare clar că amplitudinile diurne sînt mai mari în timpul verii decît iarna. Astfel, la București amplitudinea medie diurnă ajunge la $11,5^{\circ}$ în iulie și la numai $5,5^{\circ}$ în ianuarie. Se mai constată că toamna amplitudinile sînt mai mici decît primăvara (în octombrie $9,3^{\circ}$ și în aprilie $10,3^{\circ}$).

Factorii geografici influențează, în mare măsură, regimul termic diurn al aerului în sensul accentuării sau diminuării diferențelor dintre maximumul din timpul zilei și minimumul din timpul nopții fără a modifica mersul general al temperaturii aerului în decurs de 24 ore. Astfel, la Constanța se resimte influența moderatoare a mării, în cît iarna, în ianuarie, media termică la ora 14 ajunge la $1,5^{\circ}$ iar la ora 6 coboară la $-1,3^{\circ}$. Deci amplitudinea termică este de $2,8^{\circ}$. În același timp, la București temperatura oscilează între $0,5^{\circ}$ și -5° (amplitudine de $5,5^{\circ}$) iar la Sibiu între $0,1^{\circ}$ și $-5,5^{\circ}$ (amplitudine de $5,6^{\circ}$; la Iași

temperatura variază de la $-1,3^{\circ}$ ziua, la $-4,9^{\circ}$ (amplitudine de $3,6^{\circ}$); la Vîrful Omul, ziua, temperatura atinge $-9,6^{\circ}$ iar noaptea coboară la $-11,3^{\circ}$ (amplitudine de $1,7^{\circ}$).

În iulie, temperatura medie orară oscilează la Constanța între $25,3^{\circ}$ și $18,8^{\circ}$ (amplitudine $6,5^{\circ}$); la București între 28° și $16,5^{\circ}$ (amplitudine $11,5^{\circ}$); la Sibiu între $24,4^{\circ}$ și 14° (amplitudine $10,4^{\circ}$); la Iași temperatura variază între $26,7^{\circ}$ și $16,1^{\circ}$ (amplitudine $10,6^{\circ}$) iar la Vîrful Omul între $7,6^{\circ}$ și $4,4^{\circ}$ (amplitudine $3,2^{\circ}$).

Amplitudinea diurnă redusă la Vîrful Omul, în luna iulie, se explică prin circulația ascendentă a aerului în timpul zilei, ceea ce duce la răcirea adiabatică a aerului și la formarea norilor de convecție care micșorează insolația, ca și prin circulația descendentă a aerului în timpul nopții cînd aerul răcit pe culmea montană coboară în văi și locul lui este luat de aer mai cald.

În afară de variația diurnă a temperaturii aerului, pe teritoriul țării noastre se înregistrează și o variație anuală care se manifestă printr-o schimbare a temperaturii aerului de la o zi la alta. Această schimbare se produce ca urmare a variației radiației solare (în funcție de variația unghiului de inclinare a razelor solare și de modificarea duratei zilei) ceea ce îi asigură un caracter periodic. Se mai constată însă că temperatura aerului poate varia de la o zi la alta și ca urmare a circulației maselor de aer și a fronturilor dar aceste variații nu mai au caracter periodic. De aceea, pe fondul regimului termic anual, dictat de factorii cosmici, se suprapun o serie de abateri, de modificări neregulate într-un sens sau altul, datorită influenței circulației atmosferice și altor factori. Această influență este atât de mare încît, chiar în cazul mediilor zilnice multianuale, temperatura nu marchează o creștere sau o scădere continuă, ci apar unele creșteri sau scăderi temporare. În general, însă valoarea temperaturilor medii zilnice merge ascendent sau descendent, în funcție de

anotimp.

Se constată că, începând din ianuarie, temperatura aerului crește mereu, atingând valoarea maximă în luna iulie, după care temperatura începe să scadă treptat ajungând la cele mai mici valori în luna ianuarie.

Este normal ca regimul termic anual să fie influențat de o serie de factori geografici care fac ca de la o regiune la alta acest regim să prezinte anumite particularități. Așa se face că temperaturile medii zilnice scad în luna ianuarie la -5° - -7° în Moldova și Transilvania, la -4° - -5° în Cîmpia Română și în nordul Cîmpiei de Vest la -3° - -4° în sud-vestul țării și la -2° - -3° pe litoralul Mării Negre. În aceste diferențe se reflectă influența altitudinii, care provoacă scăderea temperaturii, influența reliefului depresionar, care provoacă inversiuni termice, influența moderatoare a mării, influența diverselor mase de aer venite dinspre sud, vest sau nord-est, cât și influența latitudinii.

Uneori, sub influența invaziei unor mase de aer rece, temperaturile medii zilnice pot coborî sub -27° în Transilvania și în nordul Moldovei, sub -25° în Cîmpia Română și în Cîmpia de Vest și sub -21° în regiunea litoralului. Dimpotrivă, invazia unor mase de aer cald poate provoca creșterea temperaturii medii diurne la peste 10° chiar în timpul iernii.

Începând din februarie, temperaturile medii zilnice cresc mereu, în general, astfel că ele ajung curînd să depășească 0° . Data trecerii temperaturii medii diurne peste 0° este diferită de la o regiune la alta, în funcție de o serie de factori geografici locali sau mai generali. Astfel, în Banat, Oltenia și pe litoralul Mării Negre temperaturile medii diurne trec peste 0° înainte de 11 februarie; în Dobrogea, în sudul și nordul Cîmpiei Române, în Cîmpia de Vest, această dată este cuprinsă între 11 și 21 februarie; inversiunile termice fac ca temperatura medie diurnă să

urce peste 0° abia între 21 februarie și 1 martie în partea centrală a Cîmpiei Române, în sudul Cîmpiei Moldovei și în alte regiuni depresionare; în nordul Moldovei, Maramureș și Subcarpații Moldovei temperaturile medii diurne devin pozitive între 1 și 11 martie iar în regiunea montană și mai târziu, pînă după 15 mai pe culmile cele mai înalte.

Temperatura medie diurnă continuă să crească încît, după cca. o lună de la depășirea lui 0° , ajunge să depășească 5° . În sud-vestul țării aceasta se întîmplă între 10 și 12 martie; în Cîmpia de Vest, Cîmpia Română și pe litoral pînă la 21 martie; în Moldova și Transilvania între 21 martie și 1 aprilie iar în regiunile montane abia după 1 iulie.

Cam încă după o lună, temperatura medie diurnă ajunge să treacă peste 10° și după aproximativ o altă lună depășită și temperatura de 15° . Se ajunge astfel ca în luna iulie mediile termice diurne să ajungă în jur de 20° în partea nordică a țării și la 25° în sud. Invaziile de aer cald fac ca aceste temperaturi să ajungă la $29-31^{\circ}$ în sudul țării și la $27-29^{\circ}$ în Transilvania și Cîmpia de Vest. Invaziile de aer rece însă pot provoca o scădere a temperaturii medii zilnice, în luna iulie, pînă la $12^{\circ} - 14^{\circ}$ în sudul țării și chiar la $9^{\circ}-11^{\circ}$ în nord.

Începînd din luna august, temperaturile medii zilnice scad treptat, ajungînd să atingă valori sub 15° . Aceasta se întîmplă în ultima decadă a lunii august în regiunea montană și în prima jumătate a lunii septembrie în Podișul Sucevei, în Podișul Central Moldovenesc și în partea nordică și estică a Transilvaniei. În restul regiunilor deluroase, în Cîmpia de Vest și în partea centrală și nord-estică a Cîmpiei Române și în Dobrogea, scăderea temperaturii medii diurne sub 15° se face între 1 și 5 octombrie.

Cam în 25-30 zile după scăderea temperaturii sub 15° se întîmplă și apariția temperaturilor medii diurne sub

10°. În felul acesta, în sudul Cîmpiei Române și în Dobrogea temperaturile medii diurne se mențin peste 10° pînă spre sfîrșitul lui octombrie.

După alte 25-30 zile se ajunge ca temperatura medie diurnă să scadă sub 5°. Astfel, pe culmile muntoase cele mai înalte temperaturi medii zilnice sub 5° se înregistrează încă de la sfîrșitul lunii august dar, pe măsura scăderii altitudinii, acest fapt se produce mult mai tîrziu. În Transilvania și Moldova, scăderea temperaturii sub 5° se înregistrează în prima decadă a lunii noiembrie; în partea centrală și nord-estică a Cîmpiei Române, spre mijlocul lunii noiembrie; în Cîmpia de Vest, între 15 și 20 noiembrie; în Dobrogea, în ultima decadă a lunii noiembrie.

Continuînd să scadă mereu, temperatura ajunge să coboare sub 0° încă în prima jumătate a lunii octombrie pe culmile muntoase mai înalte de 2000m. Pe culmile mai joase temperatura devine negativă abia în luna noiembrie; în Podișul Sucevei, în nordul și în estul Transilvaniei, temperaturile medii diurne coboară sub 0° în primele zile ale lui decembrie; în partea nordică a Cîmpiei de Vest, în Podișul Central Moldovenesc, în partea nord-estică și centrală a Cîmpiei Române, temperaturile diurne devin negative spre sfîrșitul primei decade a lunii decembrie; în nordul Olteniei și Munteniei, în Subcarpații de la Curbură, ca și în sudul Cîmpiei Române, temperaturile negative apar după 20 decembrie; în vestul Olteniei și în Dobrogea, ca și în Cîmpia Timigului, temperaturile negative apar spre sfîrșitul lui decembrie iar pe litoral abia în primele zile ale lunii ianuarie.

Variația anuală a temperaturii aerului se poate observa și din analiza valorii temperaturilor medii lunare calculate pe un mare număr de ani. Apare astfel evident minimum de temperatură din luna ianuarie și maximum din luna iulie. Dar și de data aceasta se pune în evidență influența unor factori locali care fac să difere valorile

Tab. 2 - Temperatura aerului ($^{\circ}\text{C}$)
 Temperatura medie lunară și anuală. Amplitudinea anuală (1896-1965).

Nr. Stația ord.	Alt. m	L U N I L E												Anul Ampli- tudinea
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1. Vf. Omul	2509	-10 ⁵	-11 ²	-8 ³	-4 ⁷	-0 ¹	3 ³	5 ⁴	5 ⁷	2 ⁹	-0 ⁵	-4 ⁶	-8 ³	-2,6 16,9
2. Rarău	1535	-7 ⁶	-7 ²	-4 ³	0 ²	5 ⁷	9 ⁵	11 ⁶	11 ⁷	8 ³	3 ⁴	-1 ²	-5 ¹	2,1 19,3
3. Baia Mare	194	-2 ⁶	-1 ⁰	4 ¹	10 ¹	15 ¹	18 ³	19 ⁹	19 ¹	15 ¹	10 ⁰	4 ⁵	0 ⁰	9,4 22,5
4. Cluj	363	-4 ⁴	-2 ⁵	3 ¹	9 ¹	14 ¹	17 ³	19 ⁰	18 ³	14 ²	8 ⁸	3 ³	-1 ⁵	8,2 23,4
5. Tg. Mureș	309	-4 ⁴	-2 ³	3 ⁷	9 ⁸	14 ⁷	17 ⁷	19 ⁴	18 ⁹	14 ⁶	9 ⁴	3 ⁸	-1 ⁰	8,7 23,8
6. Bregov	560	-4 ⁴	-1 ⁹	2 ⁸	8 ⁶	13 ¹	16 ¹	17 ⁸	17 ¹	13 ⁵	8 ⁴	3 ⁰	-1 ⁶	7,7 22,2
7. Tg. Jiu	210	-2 ⁵	-0 ⁴	4 ⁷	10 ⁸	15 ⁸	19 ⁵	21 ⁶	20 ⁸	16 ⁸	11 ⁰	5 ¹	0 ⁰	10,3 24,1
8. Tg. Ocna	263	-2 ⁷	-1 ³	3 ²	9 ⁹	14 ⁸	18 ²	20 ²	19 ⁶	15 ⁴	10 ⁰	4 ⁰	-0 ⁵	9,2 22,9
9. P. Neamț	353	-3 ³	-2 ⁵	2 ²	8 ⁸	14 ²	17 ⁶	19 ⁵	18 ⁹	14 ⁷	9 ⁰	3 ³	-1 ¹	8,4 22,8
10. Dorohoi	173	-4 ⁴	-3 ⁰	1 ⁹	8 ⁵	14 ⁷	18 ¹	19 ⁷	19 ⁰	14 ⁷	8 ⁷	3 ⁰	-1 ⁷	8,3 24,1
11. Iasi	104	-3 ⁶	-2 ⁰	3 ¹	10 ⁰	16 ⁰	19 ⁴	21 ³	20 ⁶	16 ²	10 ¹	4 ²	-0 ⁸	9,5 24,9
12. Birlad	74	-3 ⁵	-1 ⁷	3 ⁴	10 ⁰	15 ⁹	19 ⁷	21 ⁷	21 ¹	16 ⁵	10 ⁴	4 ⁵	0 ⁷	9,9 25,2
13. Timișoara	91	-1 ⁴	0 ⁵	5 ⁸	11 ³	16 ³	19 ⁵	21 ⁶	20 ⁸	16 ⁹	11 ³	5 ⁸	1 ⁴	10,8 23,0
14. Craiova	105	-2 ⁵	-0 ⁴	5 ⁰	11 ³	16 ⁷	20 ⁵	22 ⁷	22 ⁰	17 ⁷	11 ⁷	5 ³	0 ¹	10,8 25,2
15. Ploiești	164	-2 ²	-0 ⁶	4 ⁵	10 ⁸	16 ³	19 ⁸	22 ⁰	21 ⁶	17 ²	11 ⁴	5 ⁴	0 ²	10,5 24,2
16. București Băneasa	92	-3 ²	-1 ¹	4 ³	10 ⁸	16 ⁴	20 ¹	22 ⁴	21 ⁷	17 ⁴	11 ⁴	5 ⁰	-0 ⁴	10,4 25,6

(Continuare tab. 2)

Nr ord. Stația	Alt m	L U N I L E												Anul Ampli- tudinea
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
17. Alexandria	45	-3 ¹	-0 ⁹	4 ⁷	11 ⁵	16 ⁸	20 ⁵	22 ⁸	22 ²	17 ⁸	11 ⁹	5 ⁴	-0 ²	10,8 25,9
18. Galați	30	-2 ⁹	-1 ⁰	3 ⁹	10 ⁶	16 ⁵	20 ³	22 ⁶	22 ⁰	17 ⁵	11 ⁵	5 ³	0 ¹	10,5 25,5
19. Tulcea	33	-1 ⁴	-0 ¹	4 ³	10 ⁴	16 ⁵	20 ⁴	22 ⁸	22 ²	17 ⁵	11 ⁸	6 ¹	1 ⁴	11,0 24,2
20. Sulina	3	-0 ⁵	0 ³	4 ⁰	9 ⁶	15 ⁷	20 ²	22 ⁴	21 ⁹	17 ⁸	12 ⁶	7 ¹	2 ⁴	11,1 22,9
21. Constanța	32	-0 ²	0 ⁸	4 ³	9 ³	15 ⁰	19 ⁵	22 ²	22 ⁰	18 ⁴	13 ¹	7 ⁵	2 ⁸	11,2 22,4
22. Mangalia	14	0 ³	1 ¹	4 ³	0 ⁰	14 ⁵	19 ¹	21 ⁸	21 ⁸	18 ³	13 ⁴	8 ⁰	3 ⁰	11,2 21,5
=====														

Fig. 10 REGIMUL TEMPERATURII MEDII A AERULUI
ÎN ROMÂNIA (1895-1965)

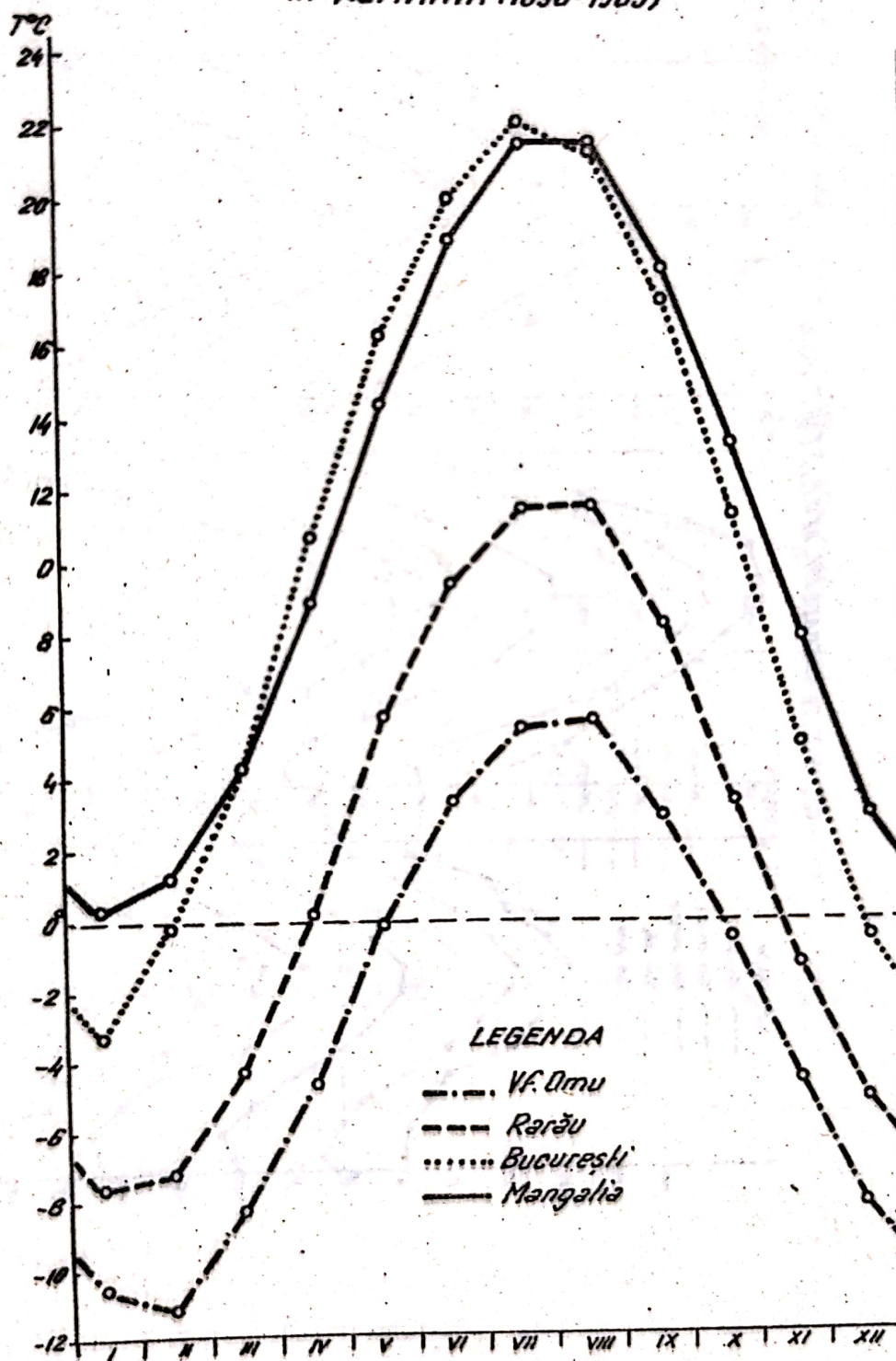


Fig. 11 REGIMUL TEMPERATURII AERULUI (1893-1965)

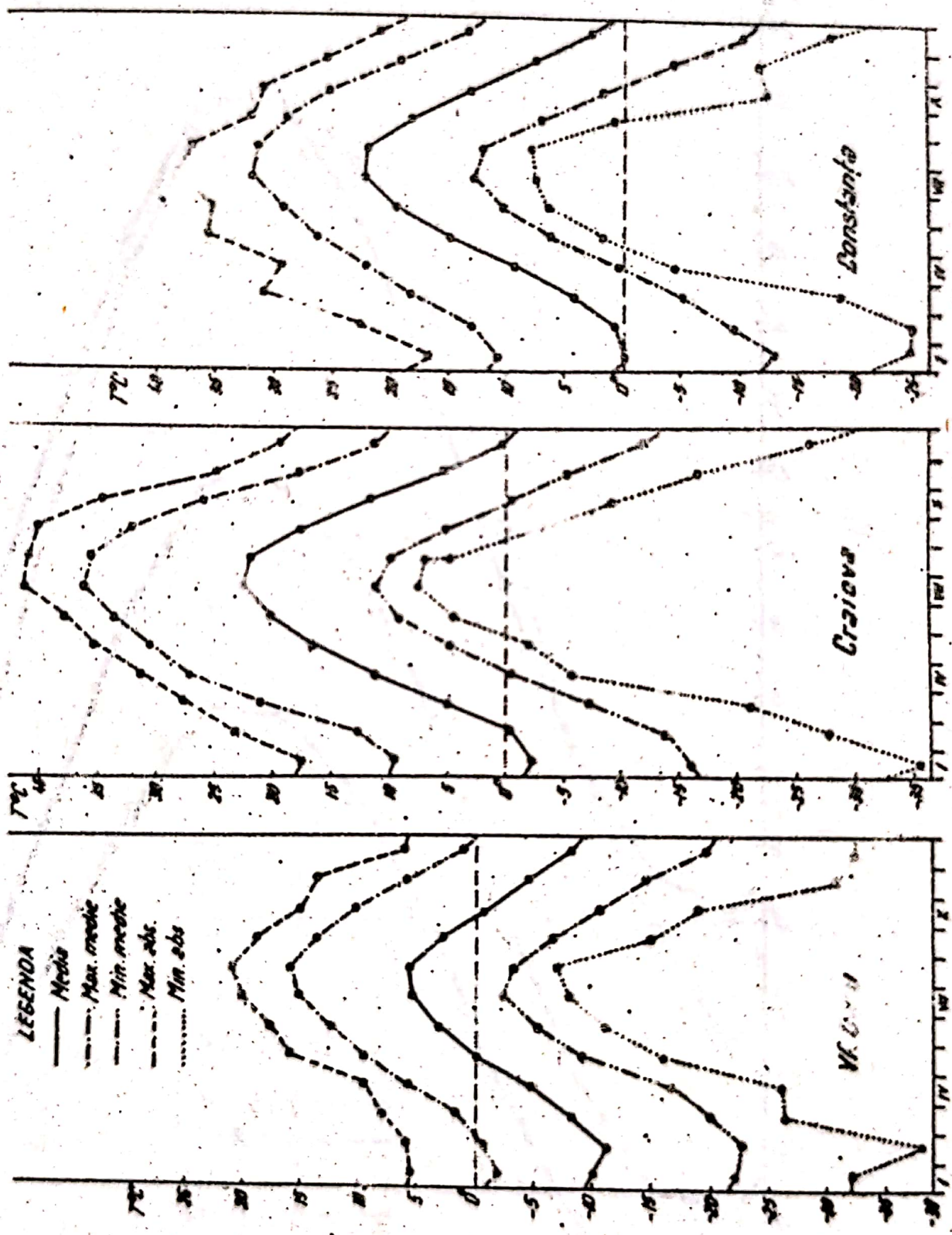
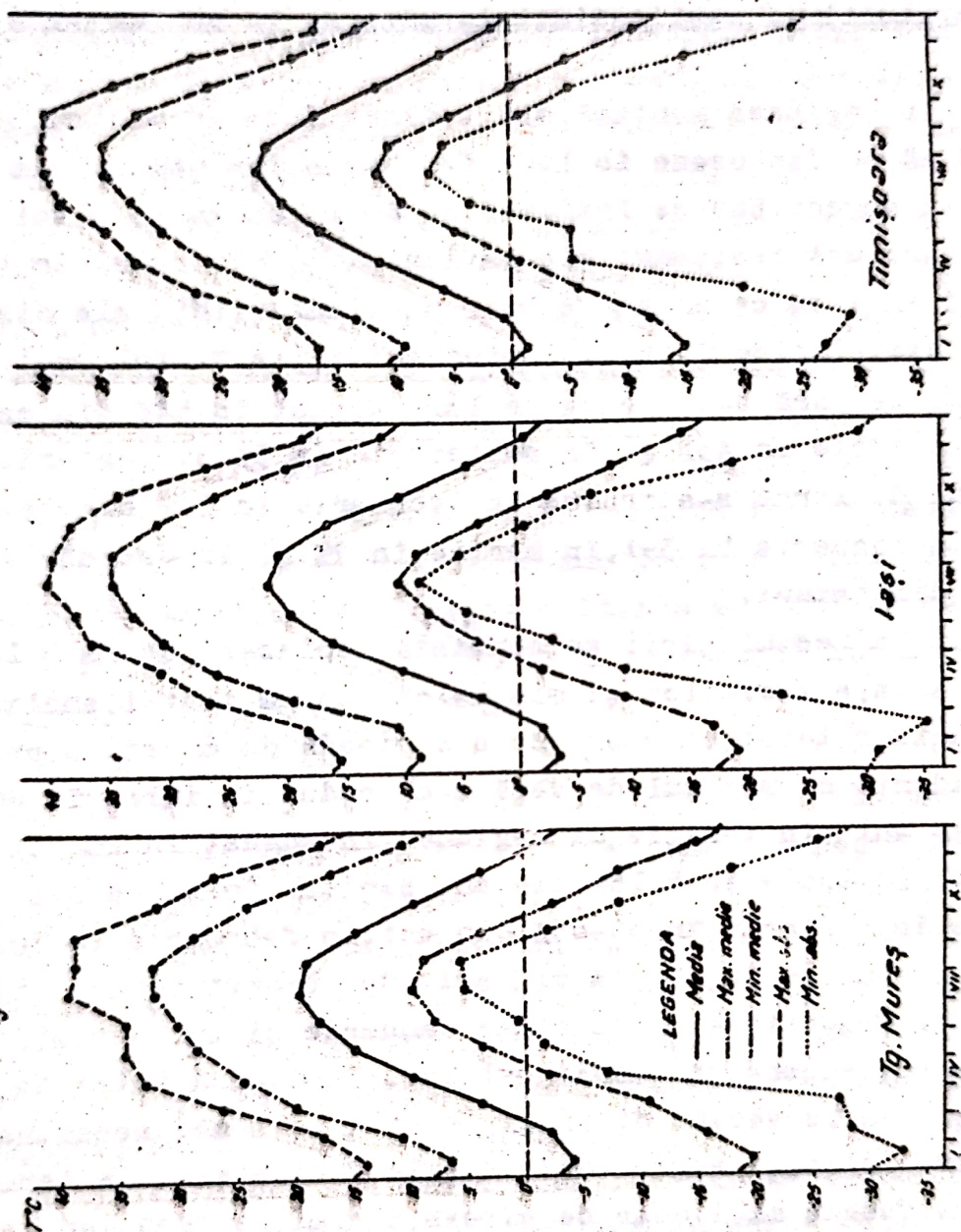


Fig.12 REGIMUL TEMPERATURII AERULUI (1895-1955)



temperaturii și amplitudinii termice de la un loc la altul.

În regiunea montană, altitudinea face ca minimul de iarnă să se deplaseze în luna februarie iar maximul de vară în august. Dar se întâmplă ca de la un an la altul să se producă deplasări ale maximului și minimului de la o lună la alta ca urmare a unor particularități ale dinamicii atmosferice în primul rând. Astfel, la Vîrful Omul maximul de vară s-a produs în luna august în 54% din cazuri, în iulie în 43% și în septembrie în 3% din cazuri. Minimul de iarnă s-a produs în februarie în 50% din cazuri, în ianuarie în 39%, în martie în 7% și în decembrie în 4% din cazuri.

Și în restul țării se constată deplasări, de la o lună la alta, a maximelor și minimelor anuale. Astfel, analiza mediilor termice lunare pe o perioadă de 60 ani a pus în evidență că maximul de vară s-a produs în iulie în 60-70% din ani (în funcție de regiune), în august în 20-35% din ani, în iunie în 5.15% din ani. Minimul de iarnă s-a produs în ianuarie în 50-65% din ani, în februarie 18-30% și în decembrie în 15-20% din ani. Se observă totuși că în marea majoritate a cazurilor ianuarie și iulie rămân lunile cu temperaturi medii extreme. Însă dacă între ianuarie și lunile vecins diferențele sînt ceva mai accentuate, între iulie și august diferențele dintre mediile termice sînt foarte mici, doar de cîteva zecimi de grad, iar la Mangalia mediile celor două luni sînt egale, datorită influenței mării a cărei apă se răcește mai greu decît uscatul.

Influența factorilor geografici locali se reflectă și în diferențierea spațială a unei alte caracteristici a regimului termic anual: amplitudinea medie. Cele mai mari amplitudini se înregistrează în Cîmpia Română și pe văile din sudul Moldovei unde se ajunge la valori de peste 25°

Amplitudinile se mențin peste 24° în nordul Cîmpiei Române, în Cîmpia Moldovei și pe valea Siretului exprimînd continentalismul accentuat dat de frecvența mare a maselor de aer continental rece iarna și cald vara.

Frecvența maselor de aer atlantic în partea de vest a țării face ca amplitudinile să scadă sub 23° în Cîmpia de Vest și sub 24° în bazinul Transilvaniei. În regiunile subcarpatice și carpatice amplitudinea scade pe măsura creșterii altitudinii. Dealtfel, se observa influența reliefului supra amplitudinii termice și în cazul regiunilor depresionare în care inversiunile termice fac ca temperatura să scadă foarte mult iarna dar vara se produc călduri mari încît amplitudinea crește mult. Așa se face că la Bod amplitudinea este de $23,3^{\circ}$ și la Brașov $21,7^{\circ}$, în timp ce la Vf. Omul ea este de numai $16,9^{\circ}$.

Și în cazul amplitudinii se pot observa variații însemnate de la un an la altul. La Iași amplitudinile medii anuale au variat între $20,7^{\circ}$ și $34,4^{\circ}$; la București între $20,4^{\circ}$ și $35,2^{\circ}$; la Constanța între $19,4^{\circ}$ și $30,7^{\circ}$.

Mersul anual al temperaturii aerului este caracterizat și de mediile temperaturilor maxime și minime zilnice. Aceste medii se calculează luînd în considerare temperaturile maxime și minime zilnice care, adesea, se produc în alte momente decît orele de observație.

Mediile lunare ale temperaturilor maxime diurne sînt pozitive în mare parte. Astfel, în luna ianuarie deja ele depășesc 2° pe litoralul Mării Negre (Mangalia $2,9^{\circ}$, Sulina $2,5^{\circ}$) și în Banat (Caransebeș $2,6^{\circ}$). În vestul Cîmpiei Române și în regiunea deluroasă din Oltenia și Muntenia, aceste valori se mențin între 1° și 3° pentru că în partea centrală și estică a Cîmpiei Române ele să scadă la 0° - 1° . În Cîmpia de Vest, media maximelor diurne din ianuarie este în jur de 2° în partea sudică și scade spre nord pînă la 1° . În Transilvania și Moldova valorile acestei medii sînt negative coborînd pînă la -2° . Ele sînt mai scăzute

în văi și depresiuni din cauza acumulării aerului rece. În regiunea montană valoarea acestei medii scade ajungând la -8° la vârful Omul.

Din luna februarie mediile lunare ale temperaturilor maxime diurne încep să crească până în iulie când înregistrează cele mai mari valori cu excepția culmilor muntoase înalte unde aceste valori sunt înregistrate abia în august. Creșterea se face mai rapid la începutul primăverii și apoi mai lent. Se ajunge astfel ca în iulie media lunară a temperaturilor maxime diurne să atingă 30° în Cîmpia Română și Dobrogea, $26^{\circ} - 29^{\circ}$ în Cîmpia de Vest, $26^{\circ} - 28^{\circ}$ în sudul Moldovei, Depresiunea Jijia-Bahlui și sud-vestul Transilvaniei, $25^{\circ} - 26^{\circ}$ în Podișul Sucevei, $23^{\circ} - 26^{\circ}$ în nordul Transilvaniei și Subcarpați. Pe litoral valorile acestea sunt mai mici ca în restul Dobrogei menținându-se în jur de 27° . În regiunea muntoasă, până pe la 1500m altitudine, mediile lunii iulie sunt aproape egale cu cele ale lui august dar mai sus ele sunt mai mari în august.

Începînd din iulie-august, mediile lunare ale temperaturilor maxime diurne încep să scadă, mai rapid în septembrie-noiembrie și apoi mai lent până se ajunge la valorile amintite mai sus pentru luna ianuarie.

Și mersul mediilor lunare ale temperaturilor minime diurne scoate în evidență variația anuală a temperaturii aerului. Se constată astfel că cele mai coborîte minime diurne se produc în ianuarie, ceea ce face ca media pe ianuarie a acestor valori să fie cea mai mică, ajungînd la $-11,7^{\circ}$ în Depresiunea Gheorghieni, $-10,7^{\circ}$ la Bod ca urmare a acumulării aerului rece și a formării inversiunilor termice în depresiunile intramontane. Pătrunderea maselor de aer rece dinspre est și nord-est, face ca valoarea mediei să coboare pînă la -9° în Moldova și $-7,5^{\circ}$ în Cîmpia Română. În Podișul Transilvaniei ele se mențin, de obicei, peste -7° iar în Cîmpia de Vest masele de aer atlantic

fac ca aceasta medie să fie mai ridicată de -6° . Pe culmile muntoase înalte, valoarea acestor medii scade mult, ajungând până la -14° . Numai influențele Mării Negre fac ca în regiunea litoralului temperaturile minime să nu coboare prea mult, încît media lor este de abia $-3,6^{\circ}$ la Constanța.

Bineînțeles că încălzirea care începe din februarie face ca și minimele zilnice să fie tot mai puțin scăzute. Creșterea valorii temperaturilor minime este mai mare în Cîmpia Română decît în tot restul țării. Dar creșterea este mai mică în zona de litoral, datorită influenței mării, și în zona montană datorită altitudinii.

Primăvara, din martie pînă în mai, creșterea valorii temperaturilor minime se face mai rapid ca urmare a creșterii duratei zilelor și a intensității insolației. Din iunie însă creșterea devine mai lentă, deoarece durata zilei și intensitatea insolației încep să scadă. Totuși, se constată încă o creștere a temperaturii în iulie față de iunie. Se ajunge astfel ca în iulie media temperaturilor minime diurne să atingă valoarea cea mai mare din tot cursul anului atîngînd peste 18° în regiunea litoralului, peste 17° în sudul Cîmpiei Române, între 14° și 16° în Moldova, Transilvania și Cîmpia de Vest, în jur de 10° în depresiunile intramontane și sub 3° pe culmile muntoase cele mai înalte.

Și de data aceasta se face simțită influența mării care nu permite o răcire accentuată a aerului în timpul nopții cînd se înregistrează, de obicei, temperaturile minime diurne. Foarte evidentă apare și influența altitudinii, ca și cea a formei depresionare a reliefului, în care se adună aerul rece coborît de pe culmile muntoase înconjurătoare.

Diferența între estul și vestul țării se șterge mult căci, în general, circulația maselor de aer se face în același sens, de la vest spre est.

Din august, valoarea mediilor lunare a temperaturilor minime diurne scade mereu pînă în ianuarie, cînd apar va-

lerile cele mai mici. Și de data aceasta se constată o scădere mai rapidă la începutul toamnei, în septembrie și octombrie.

Dacă am compara valorile mediilor lunare ale temperaturilor maxime și minime diurne, am constata că cele mai mari diferențe de temperatură se produc în luna iulie în partea nordică a țării și de obicei în august în partea sudică. Că valori, aceste diferențe sînt mai mari în Cîmpia Română, unde ajung la 16° și scad apoi la $12^{\circ} - 14^{\circ}$ în Moldova, Cîmpia de Vest, sudul Transilvaniei. Pe litoral ele se mențin în jur de 10° iar pe culmile muntoase înalte scad la 6° . Deci variațiile diurne ale temperaturii aerului sînt mai mari vara și mai mici iarna; ele au valori maxime în Cîmpia Română și scad în rest, ajungînd la minimum pe culmile muntoase.

Aceste concluzii sînt trase pe baza mediilor maxime-lor și minimelor, ceea ce reprezintă media aritmetică a tuturor maximelor sau minimelor diurne pe un șir de mulți ani. În realitate însă variațiile temperaturii aerului sînt mult mai mari. Aceste temperaturi pot atinge valori mult mai mari sau mai mici decît lasă să se întrevadă mediile lunare amintite.

Intr-adevăr, abia cele mai mari și cele mai mici temperaturi care au fost înregistrate, adică maximele și minimele absolute, ne pot da o idee despre limitele în cadrul cărora variază în timp temperatura aerului pe teritoriul patriei noastre.

Cea mai mare temperatură a aerului înregistrată în România a avut valoarea de $44,5^{\circ}$ și s-a produs la 10 august 1951 la stația Ion Sion din Bătrăgan iar cea mai coborîtă temperatură, $-38,5^{\circ}$, s-a înregistrat la Bod, la 25 ianuarie 1942. Dacă luăm în considerare aceste două valori, atunci amplitudinea termică absolută, pentru teritoriul țării noastre, ajunge la 83° , ceea ce trădează gradul accentuat de continentalism al climei noastre.

Tab.3 - Temperatura aerului (°C)
Maxima absolută lunară și anuală.

Nr. Stația ord.	L U N I L E												Anual
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1. Vf.Omul	5,6	6,0	8,0	9,5	16,0	17,6	20,0	20,8	18,8	15,0	13,6	6,2	20,8
2. Baia Mare	13,4	17,5	23,5	31,5	33,4	36,5	39,0	39,2	35,8	32,0	23,3	15,8	39,2
3. Bragov	15,0	17,6	27,7	31,5	32,6	35,5	35,2	37,1	34,6	33,0	26,9	17,8	37,1
4. Tg.Jiu	16,4	23,5	26,2	31,8	37,5	36,6	38,5	39,0	40,6	33,8	26,4	17,5	40,6
5. Tg.Ocna	18,4	21,6	29,8	30,6	36,5	36,8	40,8	39,8	36,5	35,0	26,4	20,5	40,8
6. P.Neamț	16,0	20,8	28,6	29,0	35,1	34,9	37,1	39,0	35,4	33,0	30,0	19,0	39,0
7. Dorohoi	15,4	19,0	24,0	30,0	34,9	36,4	37,8	38,0	37,4	31,7	23,3	18,3	38,0
8. Iași	15,4	18,2	26,5	30,6	36,4	37,5	40,0	39,6	38,0	33,9	26,3	18,2	40,0
9. Birlad	17,3	19,0	27,0	33,0	36,5	37,8	39,7	39,3	36,0	34,5	22,7	20,0	39,7
10. Hugi	16,0	17,5	27,5	31,5	35,5	39,2	40,2	39,0	35,5	33,5	29,0	18,6	40,2
11. Timisoara	16,7	19,1	27,0	32,0	34,5	38,4	39,6	40,0	39,7	33,8	27,1	16,6	40,0
12. Craiova	17,5	23,3	28,4	31,5	35,3	38,0	41,5	41,0	40,1	34,4	25,0	19,5	41,5
13. Calafat	17,4	20,6	27,6	33,5	36,5	39,5	41,5	41,3	39,8	31,0	25,0	20,5	41,5
14. Alexandria	18,0	22,5	29,5	34,9	37,5	39,5	42,9	42,4	40,4	37,8	28,5	21,8	42,9
15. Ploiesti	20,5	23,2	27,0	29,3	35,5	37,6	39,0	39,4	38,6	34,2	28,0	19,6	39,4

(Continuare tab. 3).

Nr. ord.	Stația	L U N I L E												Annual
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
16.	Buzău	16,9	23,0	27,9	32,0	37,3	38,5	39,0	39,6	37,0	35,3	25,0	19,7	39,6
17.	Brăila	16,0	19,5	28,5	32,3	37,0	37,5	40,5	38,5	36,5	34,0	27,0	20,0	40,5
18.	Galați	17,0	19,7	27,8	32,5	36,2	36,7	38,5	39,0	35,4	33,5	25,6	20,0	39,0
19.	Tulcea	15,7	18,7	23,2	25,8	33,6	34,7	35,2	37,6	33,0	27,5	25,8	20,6	37,6
20.	Sulina	18,0	19,9	25,9	31,6	34,3	34,0	36,0	37,5	32,5	30,2	25,0	19,5	37,5
21.	Constanța	16,7	22,6	30,8	29,1	35,5	35,2	38,5	36,8	32,0	31,0	25,5	21,0	38,5
=====														

Tab. 4- Temperatura aerului (°C)
Minima absolută lunară și anuală

Nr. ord.	Stația	L U N I L E												Anual
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1.	Vf.Omul	-32 ³	-36 ⁰	-26 ⁴	-26 ⁰	-16 ⁰	-11 ⁰	-8 ⁰	-7 ⁰	-15 ⁰	-19 ⁰	-30 ⁸	-32 ⁴	-38,0
2.	Baia Mare	-29 ⁹	-30 ⁰	-19 ³	-7 ⁰	-1 ⁰	0 ⁰	5 ⁰	5 ⁸	-2 ⁶	-6 ⁶	-17 ⁸	-24 ⁰	-30,0
3.	Brașov	-29 ⁵	-29 ⁶	-21 ⁰	-8 ⁰	-3 ³	-0 ⁴	5 ⁴	5 ⁵	-4 ¹	-17 ⁸	-20 ²	-23 ⁵	-29,6
4.	Tg.Jiu	-31 ⁰	-28 ³	-19 ⁵	-4 ⁴	-1 ²	2 ⁰	6 ⁰	2 ⁶	-4 ⁰	-9 ⁰	-15 ¹	-26 ⁹	-31,0
5.	Tg.Ocna	-29 ⁶	-25 ⁷	-17 ⁵	-5 ⁵	-3 ⁰	3 ⁵	6 ⁰	3 ⁶	-1 ⁵	-8 ²	-18 ⁰	-25 ⁰	-29,6
6.	P.Neamț	-28 ⁶	-29 ⁰	-17 ⁵	-8 ⁰	-4 ⁰	3 ⁷	6 ⁵	4 ⁵	-0 ⁹	-9 ³	-19 ⁵	-21 ⁸	-29,0
7.	Dorohoi	-32 ⁵	-32 ⁵	-21 ⁰	-10 ²	-3 ⁶	-2 ⁰	5 ⁷	2 ⁷	-3 ⁰	-14 ⁵	-21 ⁵	-30 ⁰	-32,5
8.	Iagi	-31 ⁰	-35 ⁰	-22 ⁷	-9 ⁴	-3 ⁰	4 ⁵	8 ⁵	4 ⁹	-0 ⁶	-6 ⁷	-18 ⁶	-29 ⁵	-35,0
9.	Bîrlad	-30 ⁵	-29 ⁵	-18 ⁷	-9 ⁵	-3 ⁰	1 ²	5 ⁵	4 ⁹	-3 ⁰	-10 ⁰	-17 ⁵	-26 ⁰	-30,5
10.	Hugi	-28 ⁴	-29 ¹	-19 ³	-7 ⁸	-3 ⁴	4 ⁰	6 ⁷	4 ⁵	-1 ⁶	-14 ⁵	-17 ³	-26 ¹	-29,1
11.	Timișoara	-27 ⁰	-29 ²	-20 ⁰	-5 ²	-5 ⁰	3 ⁵	7 ⁰	5 ⁸	-1 ⁰	-5 ¹	-15 ⁴	-24 ⁸	-29,2
12.	Craiova	-35 ⁵	-27 ⁶	-21 ⁰	-5 ⁵	-2 ⁰	4 ⁵	7 ⁵	6 ⁷	-3 ⁰	-9 ⁰	-16 ⁵	-26 ⁰	-35,5

(C o n t i n u a r e t a b . 4)

Nr. ord.	Stația	L U N I L E												Anual
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
13.	Calafat	-29 ²	-24 ⁶	-15 ⁸	-11 ⁶	16	6 ²	9 ⁰	7 ³	0 ⁵	-2 ⁰	-13 ⁵	-21 ⁸	-29,2
14.	Alexandria	-34 ⁸	-28 ⁸	-19 ⁸	-5 ⁵	-1 ⁰	3 ⁷	6 ⁰	5 ⁷	-2 ⁵	-5 ³	-18 ⁴	-27 ⁰	-34,8 E
15.	Ploiești	-30 ⁰	-28 ⁶	-19 ⁰	-8 ⁰	-1 ⁰	3 ⁷	6 ⁰	5 ⁸	-2 ³	-5 ⁶	-16 ⁴	-22 ⁰	-30,0
16.	Buzău	-29 ⁰	-25 ⁰	-17 ⁰	-5 ³	-2 ⁰	4 ⁵	7 ⁵	4 ⁵	-1 ⁰	-7 ⁵	-16 ⁵	-23 ⁰	-29,0
17.	Brăila	-26 ⁵	-25 ⁰	-14 ⁵	-3 ⁵	1 ²	5 ⁰	9 ⁰	6 ⁴	0 ⁶	-5 ⁰	-14 ⁵	-19 ³	-26,5
18.	Galați	-26 ⁵	-28 ⁶	-16 ⁶	-5 ²	-0 ¹	4 ⁸	7 ⁶	6 ⁶	-0 ⁵	-6 ⁷	-17 ⁴	-20 ²	-28,6
19.	Tulcea	-27 ²	-20 ⁴	-10 ¹	-6 ⁵	3 ⁰	8 ²	9 ⁶	10 ⁵	0 ⁵	-4 ²	-13 ⁹	-16 ⁷	-27,2
20.	Sulina	-24 ⁴	-25 ⁶	-14 ⁵	-4 ⁰	2 ¹	4 ⁹	9 ⁵	5 ⁴	0 ⁷	-13 ²	-12 ⁵	-20 ⁰	-25,6
21.	Constanța	-24 ⁷	-25 ⁰	-18 ⁸	-4 ⁵	1 ⁸	6 ⁴	7 ⁶	8 ⁰	1 ⁰	-12 ⁴	-11 ⁷	-18 ⁰	-25,0

Temperaturile maxime absolute se produc la noi atunci cînd configurația cîmpului baric european determină pătrunderea maselor de aer cald tropical. Așa s-a întîmplat și la 10 august 1951 cînd existența unei depresiuni cu centrul în nordul Italiei a făcut ca în sud-estul țării noastre să pătrundă aer cald tropical venit din sud. Timpul fiind senin, soarelui uscat s-a înfierbîntat puternic și temperatura aerului a ajuns la $44,5^{\circ}$ la Ien Sion, 44° la Amara, $41,4^{\circ}$ la Călărași, 39° la Rîmniceul Sărat și $38,9^{\circ}$ la Vaslui.

Tot invazia unei mase de aer cald tropical, venit dinspre sud-est a făcut ca între 7 și 10 august 1946 temperaturile maxime să atingă $43,5^{\circ}$ la Strehaia și $41,8^{\circ}$ la Orșova.

În zilele de 16 și 17 august 1952, prezența unui ciclon în Cîmpia Panonică a atras pe teritoriul țării noastre aerul cald dinspre sudul Cîmpiei Ruse. În aceste condiții s-au înregistrat temperaturile cele mai ridicate în multe părți ale țării: $40,9^{\circ}$ la Drobeta-Turnu Severin, $40,4^{\circ}$ la Arad, 40° la Timișoara, $39,4^{\circ}$ la Satu Mare și la Botosani, $38,6^{\circ}$ la Piatra Neamț.

La 4 și 5 iulie 1916, prezența unui vast anticiclon care acoperea sud-estul Europei a provocat invazia de aer cald tropical cu ridicarea temperaturilor la $42,9^{\circ}$ la Alexandria, $42,2^{\circ}$ la Ghimpați, $41,5^{\circ}$ la Craiova și $40,8^{\circ}$ la Tîrgu Ocna.

Temperaturile cele mai scăzute se produc atunci cînd configurația cîmpului baric face ca pe teritoriul nostru să pătrundă mase de aer rece arctic. Așa s-a întîmplat la 25 ianuarie 1942 cînd un anticiclon care acoperea tot estul Europei a adus asupra țării noastre mase de aer arctic încît temperatura a atins $-38,5^{\circ}$ la Bod, $-34,8^{\circ}$ la Alexandria, $-33,1^{\circ}$ la Basarabi (Murfatlar), $-33,5^{\circ}$ la Drăgășani, $-32,8^{\circ}$ la Tîrgu Mureș, -31° la Tîrgu Jiu, -30° la București Filaret, $-30,5^{\circ}$ la Bîrlad.

La 6 februarie 1954 anticicloul siberian a împins mase de aer rece spre depresiunile din Mediterana încît la noi aceste mase de aer au făcut ca temperatura să scadă la $-37,2^{\circ}$ la Cîrlibaba, $-36,9^{\circ}$ la Panceu, $-33,2^{\circ}$ la Roman, $-32,5^{\circ}$ la Bacău și Telciu, $-31,6^{\circ}$ la Vîgeul de Sus (acestea reprezentînd și minimele absolute pentru aceste stații).

La 10 și 11 februarie 1929 prezența unui anticiclon cu centrul deasupra Finlandei și a unei depresiuni în Mediterana au dus la invazia de aer rece dinspre nord și nord-est pe teritoriul țării noastre, încît temperatura a scăzut la -35° la Gheorghieni, $-32,5^{\circ}$ la Cluj, $-32,2^{\circ}$ la Caransebeș, -31° la Sibiu, $-28,6^{\circ}$ la Galați, $-25,6^{\circ}$ la Sulina, $-25,2^{\circ}$ la Mangalia. În același timp s-au înregistrat -38° la Vîrful Omul deoarece aerul rece s-a deplasat și la altitudini mari.

Apariția temperaturilor negative și producerea înghețului este o consecință a variației anuale a temperaturii aerului. Data apariției primelor înghețuri toamna și a celor mai târzii primăvara, alături de durata intervalului cu îngheț constituie importante caracteristici climatice a căror cunoaștere are nu numai importanță teoretică ci și practică căci înghețurile pot provoca pagube mari.

Înghețul se produce atunci cînd temperatura scade sub 0° . Dar datorită variației anuale a temperaturii aerului, temperaturile negative încep să apară toamna și se produc frecvent pînă primăvara.

Scăderea temperaturii sub 0° se produce mai întîi în regiunile montane înalte, unde asemenea situații pot apărea oricînd în timpul anului, chiar și în timpul verii. Pe culmile mai joase, în jur de 1500m altitudine, asemenea răcirii se produc, în medie în luna septembrie iar în depresiunile intramontane la sfîrșitul lui septembrie-începutul lui octombrie. În Subcarpați, în Podișul Transilvaniei

și Podigul Sucevei, primul îngheț se produce în prima decadă a lunii octombrie iar în restul regiunilor de dealuri și podig în a doua decadă a lunii octombrie. În Cîmpia Română și în Cîmpia de Vest, acest fenomen apare în ultima decadă a lunii octombrie iar în zona litoralului în a doua decadă a lunii noiembrie. Acestea sînt datele medii și desigur că de la un an la altul ele variază mult.

Data medie a ultimului îngheț se încadrează la sfîrșitul lui martie-începutul lui aprilie pe litoral, în Dobrogea și în Lunca Dunării. În Cîmpia Română și Podigul Moldovei el se produce în prima jumătate a lunii aprilie; în Cîmpia de Vest, Podigul Transilvaniei, Podigul central Moldovenesc și Cîmpia Moldovei se produce în a doua decadă a lunii aprilie iar în Depresiunea Gheorghieni apare pînă la jumătatea lui mai.

Și această dată variază de la an la an. Astfel, cel mai tîrziu îngheț s-a produs înainte de 1 mai pe litoral și în Lunca Dunării, înainte de 15 mai în sudul Cîmpiei Române, înainte de 20 mai în Bărăgan și în nordul Cîmpiei Române și înainte de 25 mai în Moldova și Transilvania. În depresiunile intracarpătice, cel mai tîrziu îngheț s-a produs pînă aproape de 10 iunie.

Ținînd seama de datele medii ale primelor și ultimelor înghețuri, se poate calcula durata medie a intervalului anual fără îngheț care are importanță practică deosebită. Această durată este mai mare de 220 zile pe litoral, în lungul Dunării și Delta, de peste 200 zile în Cîmpia Română, 180 zile în Cîmpia de Vest, Subcarpații Olteniei și Munteniei, cu excepția marilor văi unde se reduce sub 180 zile. În estul Podigului Transilvaniei, că și în depresiunile intracarpătice, intervalul fără îngheț este mai mic de 160 zile.

Trebuie menționat că și în perioada cuprinsă între primul și ultimul îngheț temperatura nu scade sub 0° în toate zilele ci în multe zile rămîne pozitivă. Astfel, pe

Litoral zilele cu îngheț sînt doar în număr de 80, în Cîmpia Română 100-110, în Cîmpia de Vest în jur de 100, în Transilvania și Moldova 110-140, în depresiunile intracarpătice 150-160 iar la Vîrful Omul se ajunge la 263 zile cu îngheț. Se vede și aici influența factorilor geografici care determină o scădere a numărului zilelor cu îngheț (influența mării) sau o creștere a acestuia (influența reliefului prin altitudine sau prin forma sa depresionară).

O altă trăsătură a variațiilor anuale ale temperaturii aerului și care constituie o importantă caracteristică a climei țării noastre este numărul de zile de iarnă adică zile în care temperatura maximă rămîne negativă sau se ridică pînă la 0° , cel mult.

Pe litoral, numărul zilelor de iarnă abia ajunge la 20 iar în restul Dobrogei și în sudul Cîmpiei Române urcă pînă la 30. În regiunea deluroasă și subcarpatică din nordul Cîmpiei Române numărul zilelor de iarnă este de numai 20-25 în timp ce în partea nordică și centrală a Cîmpiei Române acest număr urcă la 30-35 zile datorită marilor inverțiuni termice care se produc aici. În Cîmpia de Vest, frecvența mare a maselor de aer atlantic face ca numărul de zile de iarnă să fie de 20-26 pe cînd în sudul Moldovei ele ajung la un număr de 30 și în nordul Moldovei urcă chiar la 45 zile de iarnă. Și în Transilvania numărul zilelor de iarnă variază între 30 și 35 iar în depresiunile intramontane se ajunge la 50 zile de iarnă. Pe culmile muntoase numărul acestor zile crește odată cu altitudinea înscît la Vîrful Omul se înregistrează 161 zile de iarnă pe an.

Zilele în care temperatura maximă este cuprinsă între 25° și 30° sînt considerate zile de vară. Apariția unor asemenea zile este și ea legată de variația anuală a temperaturii aerului, variație în care se fac simțiți factorii geografici. Astfel, relieful jos și invaziile de aer tropical



Fig. 13 -- Numărul anual al zilelor de îngheț (cu temp. min. $\leq 0^\circ$) - după St. Stoeneșcu -



Fig 14 — Numarul anual al zilelor de iarnă (cu temp. max. $\leq 0^\circ$)
—după St. Stoianescu—

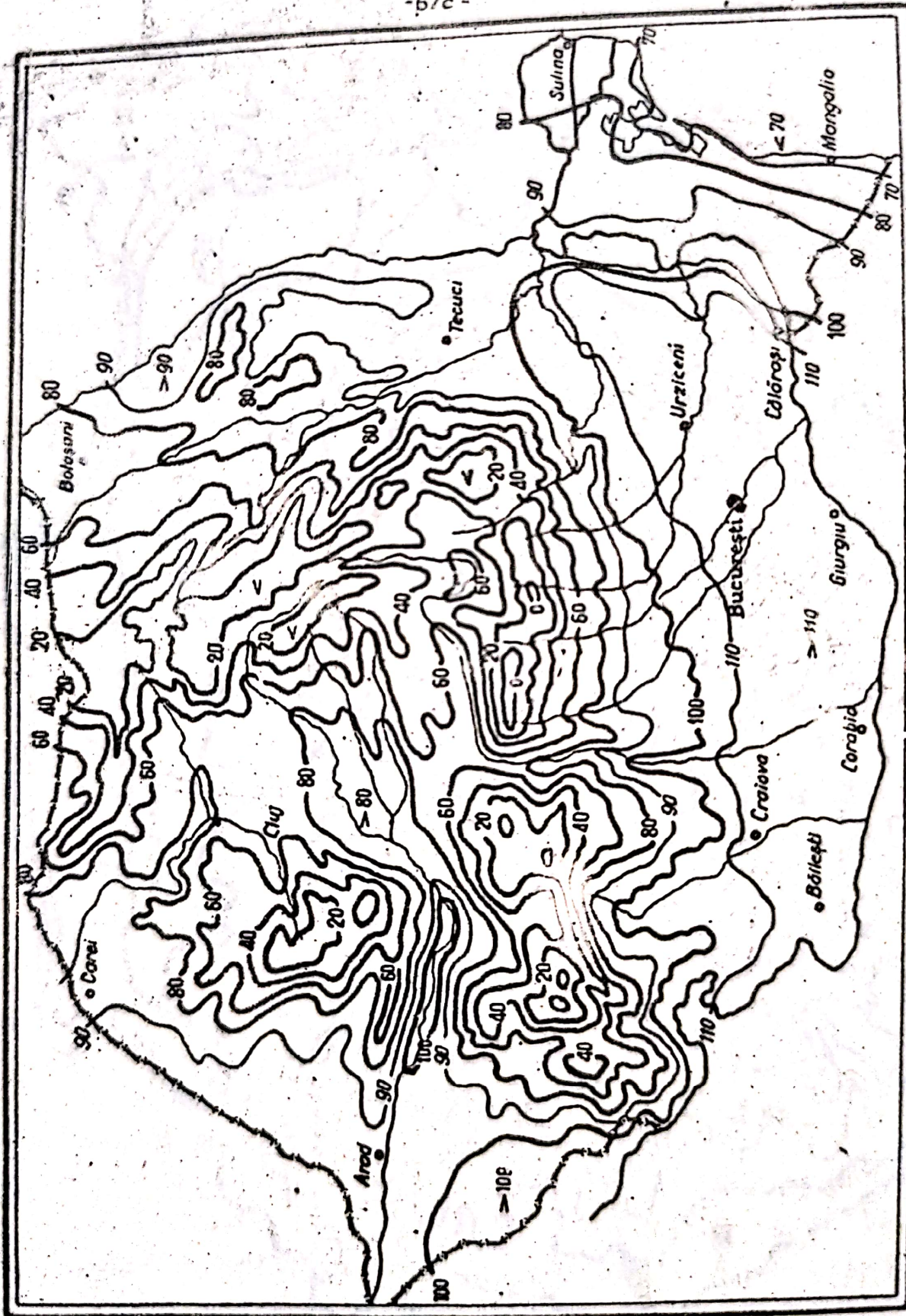


Fig. 15 — Numărul anual al zilelor de vară (cu temp. max. $\geq 25^\circ$)
— după St. Stoicescu —



Fig. 16 - Numărul mediu anual al zilelor tropicale (după St. Stoicescu).

fac ca în Cîmpia Română, sudul Cîmpiei de Vest și Dobrogea, cu excepția litoralului, numărul zilelor de vară să ajungă la 100. Pe litoral, sub influența moderatoare a mării, numărul acestor zile scade la 70-80, cam tot atîtea cîte sînt în nordul Moldovei și în unele regiuni din vestul Transilvaniei. Pe culmile muntoase temperatura maximă diurnă scade încît se ajunge ca pe munții mai înalți aceste temperaturi să nu atingă valoarea de 25° deci nu apar acolo zile de vară.

Dacă zilele de iarnă se produc în mod mai frecvent în ianuarie și februarie, cele de vară se produc în iulie și august.

În timpul verii se întîmplă adesea ca temperatura aerului să ajungă la 30° și chiar să depășească această valoare. Asemenea zile sînt numite zile tropicale. În Cîmpia Română se produc anual 50 zile tropicale datorită invaziilor de aer tropical. Aceleași cauze fac ca și în Cîmpia de Vest să se înregistreze pînă la 45 zile tropicale în partea sa sudică și pînă la 35 zile în nord. În Cîmpia Moldovei numărul zilelor tropicale ajunge la 30 datorită altitudinii mici și invaziei de aer cald dinspre sud-est și sud. În Transilvania, altitudinile mai mari și invaziile de aer atlantic fac ca numărul zilelor tropicale să ajungă doar la 18 zile și aceasta în partea vestică a acestei regiuni căci spre est numărul lor scade foarte mult. Și pe litoral se produc abia 6-8 zile tropicale datorită influențelor marine. În regiunea montană, zilele tropicale sînt foarte rare și se înregistrează numai la altitudini sub 1000m.

Aceste valori caracteristice pe care le capătă temperatura aerului în decurs de un an scot în evidență caracterul accentuat de climă temperat-continentală pe teritoriul R.S. România. Acest caracter se manifestă prin amplitudinea termică anuală foarte mare, dată de răcirile puternice din timpul iernii și încălzirile excesive din vară. El este pus în evidență de numărul mare de zile cu îngheț și

de zile de iarnă, pe de o parte, cât și de numărul mare de zile de vară și tropicale, pe de altă parte.

2. Variațiile în spațiu ale temperaturii aerului.

În afară de variațiile în timp, se constată că temperatura aerului înregistrează și variații în spațiu pe teritoriul țării noastre încât în același moment, de la un loc la altul, se înregistrează temperaturi destul de diferite. Acest lucru a ieșit în evidență și cu ocazia analizei variațiilor în timp ale temperaturii aerului, căci am văzut cum atât variațiile diurne cât și cele anuale se produc în mod diferit de la o regiune la alta sub influența diverșilor factori.

Cel mai important dintre factorii care determină apariția unor diferențieri spațiale în valorile temperaturii aerului îl constituie relieful care influențează temperatura prin altitudinea și prin forma lui. Câteva date comparative ilustrează sugestiv variațiile temperaturii aerului în funcție de altitudine:

Stația	Altitudinea	Temperatura medie anuală
Călărași	26m	11,3°
Ploiești	162m	10,5°
Sinaia	879m	5,9°
Predeal	1093m	4,9°
Vf.Omul	2509m	-2,6°
Calafat	66m	11,5°
Strehia	140m	10°
Petroșeni	607m	6,9°
Paring	1385m	3,4°

Se constată că, în general, temperatura aerului scade cu 0,5° - 0,6° pentru fiecare sută de metri altitudine a reliefului ceea ce corespunde gradientului termic pe verticală din curpînsul troposferei. Această scădere se datorează faptului că relieful, prin altitudinea lui, înalță supra-

fața scoarței terestre în stratele mai înalte și din ce în ce mai reci ale troposferei.

Dar altitudinea reliefului nu joacă numai acest rol pasiv căci, considerînd gradientul termic ca fiind de $0,6^{\circ}$, se observă că între atmosfera liberă și aerul de deasupra culmilor montane apare o diferență de temperatură de $0,5^{\circ}$ - $1,5^{\circ}$. Probabil că aceasta se datorește faptului că suprafața activă, ridicată la altitudine mai mare, contribuie la încălzirea aerului aici în timp ce în atmosfera liberă de deasupra regiunilor cu mică altitudine suprafața activă se găsește cu mult mai jos.

Variația aceasta pe verticală a temperaturii aerului este cauza principală a etajării condițiilor climatice care atrage după sine etajarea formațiunilor vegetale și a tipurilor de sol de pe teritoriul țării noastre. Ea se răsfringe și asupra caracteristicilor hidrografice, precum și asupra proceselor geomorfologice actuale. Ea face ca pe culmile montane înalte să existe și în prezent condiții de manifestare a unor procese periglaciare.

Prin forma sa, relieful determină direct variații spațiale ale temperaturii aerului întrucît pe versanții însoriți temperatura aerului este mai ridicată decît pe versanții umbriți. Acest fapt a fost sesizat de populație care vorbește de „fața muntelui” și de „dosul muntelui” între care sînt diferențe climatice. Foarte pregnant iese în evidență influența formelor negative de relief care permit acumularea aerului rece și determină apariția inversiunilor termice. Așa este cazul deosebit de evident al depresiunilor intracarpătice, în care se înregistrează cele mai scăzute temperaturi. Buletinele meteorologice zilnice ne-au obîgnuit cu citarea stației Joseni, din Depresiunea Gheorgheni, ca loc al producerii celor mai scăzute temperaturi.

Relieful influențează variația spațială a temperaturii aerului și prin forma și poziția lanțului carpatic care determină apariția unei asimetrii termice a teritoriului

Țării noastre, asimetria pusă în evidență de temperaturile medii anuale.

Stația	Latitudinea	Altitudinea	Temp. medie anuală
Baia Mare	47°40' N	194m	9,4°
Botoșani	47°44' N	160m	8,6°
Oradea	47°03' N	136m	10,4°
Iasi	47°10' N	104m	9,5°
Timișoara	45°46' N	91m	10,8°
Tecuci	45°49' N	57m	9,8°

Această asimetrie termică se datorește obstacolului constituit de Carpați în calea maselor de aer. De aceea în partea vestică și centrală a țării, îndeosebi în timpul iernii, staționează mai multă vreme mase de aer cald venite dinspre vest, în timp ce în estul și sudul țării staționează adesea mase de aer rece venite dinspre nord-est și est.

Realizarea asimetriei termice se poate produce în moduri diferite. Astfel, masele de aer rece, cu grosime mică, venite dinspre nord-est, pătrund ușor în Podișul Moldovei și în Cîmpia Română dar ele nu depășesc Carpații. În asemenea caz Bazinul Transilvaniei și Cîmpia de Vest rămân sub influența maselor de aer mai calde. O asemenea situație s-a produs, de exemplu, între 17 și 21 februarie 1969. Situații din acestea durează mai multe zile în gir și ele se produc adesea.

Asimetria termică se realizează și prin venirea unor mase de aer cald dinspre vest care nu întîlnesc nici un obstacol pînă în fața Carpaților Occidentali pe care îi depășesc relativ ușor trecînd prin culmile largi ale Sometului și Mureșului. Revărsarea peste Carpații Orientali și peste cei Meridionali este însă întîrziată. Chiar după ce depășesc aceste obstacole masele de aer cald dislocă cu dificultate aerul rece care se găsește deasupra Podișului Moldovei și Cîmpiei Române. Adesea, aerul cald are tendința

de a se scurge ca pe un plan înclinat peste aerul rece care rămâne sub formă de pană la adăpostul Carpaților. Așa se face că iarna în Cîmpia de Vest și Transilvania, temperaturile rămîn ridicate, în timp ce în Moldova și în Cîmpia Română ele sînt foarte scăzute. O asemenea situație s-a produs, de exemplu, între 23 decembrie 1969 și 1 ianuarie 1970. În acest timp masele de aer cald venite dinspre sud-vest și vest au pătruns în Transilvania dar nu au putu disloca aerul rece de dincolo de Carpați. În toată această perioadă în Cîmpia de Vest și Transilvania temperaturile au fost pozitive în timp ce în estul și sudul țării era foarte frig. Abia după 1 ianuarie temperatura a început să se uniformizeze, prin încălzirea estului și sudului țării.

Deci lanțul carpatic reprezintă un obstacol important și chiar cînd el este depășit de către masele de aer aceasta se face cu dificultăți și întîrzieri. De aceea o masă de aer staționează timp mai îndelungat în fața Carpaților decît dincolo de lanțul montan. Prin urmare, în timpul iernii masele de aer rece venite mai adesea dinspre nord-est staționează mai multă vreme deasupra Podigului Moldovei, Cîmpiei Române și Dobrogei, decît în centrul și vestul țării. Fenomenul se petrece invers în cazul maselor de aer cald venite dinspre vest sau sud-vest.

Pe lîngă relief și circulația atmosferică, la variația spațială a temperaturii aerului pe teritoriul țării noastre contribuie și diferența de latitudine dintre diversele puncte, fapt care atrage diferențieri în durata zilelor și în intensitatea insolației. De aceea apar diferențe apreciabile între temperaturile din sudul țării și cele din nord. Ilustrăm acest fapt prin următoarele date:

Stația	Latitudinea	Altit.	Temp. medie anuală
Călărași	44°12' N	26m	11,5°
Rîmniceu Sărat	45°23' N	140m	10,5°
Bacău	46°34' N	167m	9,1°
Dorohoi	47°57'	173m	8,3°

Timișoara	45°46' N	91m	10,8°
Oradea	47°03' N	136m	10,4°
Satu Mare	47°48' N	129m	9,7°

Se observă cu destulă ușurință că în estul țării, în condițiile invaziilor de aer continental și la altitudini apropiate, temperatura scade de la 11,3° în sudul țării, la 8,3° în nord. Același lucru se constată și în partea de vest a țării unde, în condițiile predominării maselor de aer atlantic și în relief de cîmpie, temperatura scade de la 10,8° în sud, la 9,7° în nord.

O altă cauză a diferențierilor spațiale ale temperaturii aerului o constituie prezența suprafețelor acvatice, dintre care un rol deosebit îl joacă Marea Neagră și Delta Dunării. Aceste bazine acvatice joacă un rol moderator împiedecînd răcirile accentuate din timpul iernii dar și încălzirile excesive de vară. Rezultatul este o creștere a temperaturii medii anuale în preajma acestor bazine.

Stația	Latitudinea	Altit.	Temp. medie anuală
Sulina	45°09' N	3m	11,1°
Tulcea	45°11' N	33m	11°
Galați	45°27' N	30m	10,5°

Toate aceste influențe concură la realizarea diferențierilor termice spațiale pe teritoriul R.S. România, diferențieri care sînt bine ilustrate de hărțile cu izoterme. Astfel, din harta cu izoterme ale temperaturii medii anuale se observă că izoterma de 11° delimitează Delta Dunării, litoralul Mării Negre, sudul Dobrogei și partea sudică a Cîmpiei Române ca regiuni în care temperatura medie anuală depășește 11°. O insulă redusă cu temperaturi tot de peste 11° se află în sudul Cîmpiei Banatului. Izoterma de 10° trece pe la sud de Tecuci pînă aproape de Panciu și apoi urmărește limita nordică a Cîmpiei Române pînă aproape de Ploiești. Mai departe însă trece peste Piemontul Getic cam pe latitudinea Drăgășanilor, Filișilor și Vinjului Mare



Fig. 17. Repartiția temperaturii aerului. Medii anuale între anii 1896-1955 (după Monografia geografică a R.P.R., (geografia fizică)).

trimitînd tentacule prelungi spre nord în lungul văilor și în special în lungul Oltului și Jiului. Izoterma de 10° apare și în vestul țării, traversînd cîmpia pe la Săcueni-Marghita și apoi mergînd spre sud pe la limita estică a cîmpiei sau urcînd ușor, în unele părți, peste Piemonturile Vestice pînă la valea Muregului. După un întrînd puternic în lungul acestei văi, pînă la Deva, această izotermă revine înapoi separînd Munții Banatului de dealurile și cîmpia din vest. În felul acesta sudul Moldovei, partea estică și centrală a Cîmpiei Române, sudul Piemontului Getic, Cîmpia de Vest și unele părți joase ale Piemonturilor Vestice, precum și centrul și nordul Dobrogei, cu excepția Podigului Babadagului și a Munților Măcinului, au temperaturi medii anuale cuprinse între 10° și 11° .

Izoterma de 9° delimitează partea sudică a Cîmpiei Moldovei, culoarul văii Prutului, a Bîrladului pînă la Negrești, a Siretului pînă la nord de Bacău, a Trotușului pînă la Tîrgu Ocna, urmărește limita vestică a Piemontului terasat de la Curbură și apoi merge prin Subcarpați pînă spre Defileul Dunării. În vest delimitează, în general, Munții Banatului, pătrunde pe Mureș pînă aproape de Tîrgu Mureș și pe Tîrnava Mică pînă la Tîrnăveni. La nord de Mureș trece peste Piemonturile Vestice și pătrunde pînă la Baia Mare. În felul acesta, temperaturile medii anuale sînt cuprinse între 9° și 10° în Cîmpia Moldovei (în partea sa sudică), în văile Prutului, Bîrladului, Siretului și Trotușului, în Piemontul terasat de la Curbură, în partea sudică a Subcarpaților de la Curbură și a Subcarpaților Getici, în lungul Defileului Dunării, a culoarului Timiș-Cerna, a văilor Muregului și Tîrnavei Mici și în partea nordică a Cîmpiei de Vest.

Izoterma de 8° trece în lungul Siretului apropiindu-se de oragul Suceava și apoi merge pe la Tîrgu Neamț, Piatra Neamț, Slănic, pentru a trece apoi în depresiunile subcarpatice de la Curbură. Mai departe, urmărește, în general,



Fig. 18. Repartitia temperaturii aerului in Ianuarie intre anii 1896-1955 (dupa Monografia geografica a R.P.R.)
(Geografia fizica).

Fig. 19. Repartiția temperaturii aerului în iulie între anii 1896-1915 (după Monografia Republicii R. P. România, 1921, I).



limita nordică a Subcarpaților. La vest de Olt, izoterma de 8° înconjoară Carpații Meridionali și Munții Banatului pe toate laturile lor. Același lucru se întâmplă și în cazul Munților Apuseni. În Podișul Transilvaniei mersul acestei izoterme este însă mult mai capricios. Pătrunzind mult spre est în lungul văii Oltului în Depresiunea Făgărașului și în lungul văilor Tîrnavelor, Mureșului și Bistriței, izoterma de 8° se menține, în general, în jumătatea estică a Podișului Transilvaniei. Ea înconjoară însă și o mare parte din Dealurile Someșelor și mai apare izolat închizînd mici insule de relief mai înalt.

Deci temperaturi medii anuale între 8° și 9° se întîlnesc în nordul Câmpiei Moldovei, în estul Podișului Sucevei, în Podișul Central Moldovenesc, în Subcarpați, în partea centrală și vestică a Podișului Transilvaniei și în jumătatea nordică a Piemonturilor Vestice.

Celelalte izoterme se înscriu în arealul montan urmărind, în general, traseul izohipselor. Izoterma cu valoarea cea mai mică (-2°) delimitează culmile cele mai înalte din Munții Rodnei, Călimani și Carpații Meridionali.

Se înțelege că diferențierile termice în decursul anului îmbracă aspecte foarte variate, impuse îndeosebi de dinamica maselor de aer, dar izotermele mediilor lunare au, în linii mari, aceleași trăsături ca izotermele anuale, schimbîndu-li-se valorile în funcție de anotimp.

II UMEZEALA AERULUI.

Alături de regimul temperaturii aerului, regimul umezelii și precipitațiilor constituie caracteristici climatice dintre cele mai importante care au influență asupra proceselor fizico-geografice și imprimă un anumit aspect peisajului. Într-adevăr, pe lângă căldură, pentru a se putea dezvolta, plantele și animalele au nevoie și de umezeală. Uneori, regimul umezelii devine factor limitativ și determină aspectul învelişului vegetal. Este destul să ne

amintim de pustiurile tropicale sau de vegetația cu plante efemere care se dezvoltă primăvara în unele semidegerături din Asia Centrală. Regimul și cantitatea precipitațiilor influențează puternic nu numai dezvoltarea înveligului vegetal dar și a solului, caracterul și intensitatea proceselor geomorfologice, caracteristicile apelor de suprafață și subterane.

Apare justificată astfel tratarea umezelei aerului, a nebulozității și a precipitațiilor, înaintea altor elemente climatice, cum ar fi presiunea atmosferică și vântul. Desigur, ținem seama de faptul că dinamica atmosferei are un rol climatogen foarte important dar despre această dinamică generală și efectele ei am vorbit deja. Va rămâne să mai analizăm doar aspectele locale concrete ale dinamicii atmosferice pe teritoriul țării noastre.

Aerul atmosferic conține o anumită cantitate de vapori de apă proveniți din diverse surse: evaporare de pe suprafețele acvatice sau din sol, evapotranspirația organismelor vii, emanațiile de vapori în timpul erupțiilor vulcanice, arderi diverse.

Dar aerul poate înmagazina numai o anumită cantitate de vapori de apă și această cantitate depinde de temperatura aerului: cu cât aerul este mai cald, cu atât mai mulți vapori de apă poate cuprinde. Dacă cantitatea de vapori de apă depășește maximumul pe care îl poate conține aerul, atunci surplusul acesta se condensează.

Iată dar cum cantitatea de vapori de apă din aerul atmosferic depinde de o serie de factori care sînt variabili. Ne putem aștepta deci ca și umezeala aerului să înregistreze o serie de variații.

Cantitatea de vapori de apă din atmosferă poate fi exprimată în grame de vapori cuprinse într-un metru cub de aer și această valoare reprezintă umiditatea absolută.

Cum evaporația - principală sursă a vaporilor de apă - ca și capacitatea aerului de a înmagazina vaporii de apă

depind direct de temperatura aerului, este lesne să ne imaginăm legătura strinsă dintre variațiile umidității și cele ale temperaturii aerului. Intr-adevăr, se constată că umezeala absolută a aerului înregistrează variații în timp și spațiu legate de variațiile temperaturii și ale altor elemente climatice.

Variația diurnă a umidității absolute se caracterizează printr-o creștere a valorii umidității în timpul zilei și o scădere în timpul nopții. În timpul iernii creșterea umidității ziua se datorește încălzirii aerului care poate absorbi astfel mai mulți vapori. În felul acesta se ajunge la o valoare maximă a umezelii absolute în primele ore de după amiază. După aceea umezeala scade ajungând la minimum în timpul nopții, spre dimineață când o parte din vapori se condensează. Acest fapt rezultă clar din tabelul următor care prezintă variația diurnă a umidității absolute la trei stații situate în condiții diferite.

Stația	Orele 8	Orele 14	Orele 20
Virful Omul	1,7gr/m ³	1,9gr/m ³	1,8gr/m ³
Predeal	2,6gr/m ³	3gr/m ³	2,8gr/m ³
București	3,1gr/m ³	3,6gr/m ³	3,4gr/m ³

În timpul verii, variația diurnă a umidității absolute devine mai complicată. Astfel, în primele ore ale dimineții se constată o creștere a umezelii absolute ca urmare a intensificării evaporației. Dar pe măsura încălzirii aerului, începe să se producă, tot mai intens, convecția termică care urcă în înălțime aerul încărcat cu vapori de apă. În felul acesta se produce o scădere a umezelii aerului în păturile inferioare ale treposferei, scădere mai accentuată în timpul amiezii când convecția atinge maximum de intensitate. Spre seară, când convecția încetează dar evaporarea încă se mai produce, apare o creștere a umezelii absolute. În timpul nopții, pe măsura scăderii temperaturii, se produce condensarea vaporilor și scade umezeala absolu-

tă care ajunge iarăși la o valoare mică spre ziua. Ilustrăm acest tip de variație prin datele de la stația București.

Stația	Orele 8	Orele 14	Orele 20
București	12,6gr/m ³	11,6gr/m ³	12,3gr/m ³

În regiunea montană însă mersul diurn al umezelii absolute, în timpul verii, diferă față de cel din regiunile de câmpie și dealuri. Convecția intensă urcă aerul umez la înălțime și de aceea pe culmile muntoase umezeala crește în timpul după amiezii, când convecția este maximă, și apoi scade seara și noaptea când se produce condensarea vaporilor. Datele de la cele două stații montane citate și anterior ilustrează acest tip de variație a umezelii:

Stația	Orele 8	Orele 14	Orele 20
Predeal	9,7gr/m ³	10,1gr/m ³	10,4gr/m ³
Vîrful Omul	6,1gr/m ³	6,9gr/m ³	6,3gr/m ³

Variația anuală a umezelii absolute este caracterizată prin atingerea unor valori maxime în timpul verii, când temperatura ridicată face ca aerul să poată înmagazina cantități mari de vaporii iar evaporația și evapotranspirația, intensificate, oferă acești vaporii. În timpul iernii, ca urmare a scăderii temperaturii și a slăbirii evaporației, scade și umezeala absolută a aerului. Tabelul alăturat demonstrează acest fapt:

Stația	Ianuarie	Iulie	Media anuală
Mangalia	4,1gr/m ³	15,5gr/m ³	9,4gr/m ³
București	3,3gr/m ³	12,2gr/m ³	7,4gr/m ³
Vîrful Omul	1,8gr/m ³	6,4gr/m ³	3,8gr/m ³

În afara acestor variații periodice, umezeala absolută a aerului suferă și importante variații neperiodice, mai ales vara, ca urmare a invaziilor de aer marin umez sau de aer continental uscat.

Umezeala absolută cunoaște și variații în spațiu pe

cuprinsul teritoriului țării noastre, ca urmare a influenței factorilor geografici locali. Astfel, cele mai mari valori se înregistrează pe litoral și în Delta Dunării unde, de pe suprafețele acvatice, se evaporă mari cantități de apă (Mangalia - media anuală a umezelii absolute de $9,4\text{g}/\text{m}^3$, Sulina - $9,3\text{g}/\text{m}^3$). Urmează apoi Cîmpia de Vest unde valorile medii anuale ajung la $8\text{g}/\text{m}^3$ și după aceea Cîmpia Română unde media depășește $7\text{g}/\text{m}^3$. În regiunile de dealuri și podișuri, valoarea mediei anuale scade sub $7\text{g}/\text{m}^3$ iar în regiunile montane această valoare scade în altitudine, ajungând pe vîrfurile înalte sub $4\text{g}/\text{m}^3$. Aceste variații pun în evidență influențele temperaturii aerului: umezeala absolută variază în raport direct proporțional cu temperatura.

Se întîmplă însă adesea ca în timpul verii, cînd valoarea umezelii absolute este mare, aerul să se comporte totuși ca un aer uscat, nesaturat în vaporii de apă, din cauza temperaturii lui ridicate care i-ar permite să înmagazineze și mai mulți vaporii dar nu are de unde-i lua. Iarna însă temperatura foarte scăzută face ca aerul să pară umed, să fie saturat cu vaporii de apă, chiar în cazul cînd conține puțini vaporii, deci cînd umezeala absolută este mică.

Iată deci că starea de uscăciune sau de umezeală a aerului nu depinde numai de cantitatea de vaporii de apă pe care îi conține, ci și de temperatură. Ori, în climatologie și în geografie în general, are mare importanță tocmai starea de uscăciune sau de umezeală a aerului; gradul de saturație cu vaporii de apă. În funcție de aceasta stă condensarea vaporilor cu formarea ceații și norilor, cu producerea precipitațiilor; în funcție de aceasta stau proprietățile termice și electrice ale aerului, intensitatea evaporației, etc.

De aceea în climatologie se lucrează foarte puțin cu umezeala absolută și se operează cu valori care exprimă starea de uscăciune sau umezeală a aerului. Noțiunea care

exprimă această stare este cea de umezeală relativă a aerului, adică raportul (exprimat în procente) dintre cantitatea de vapori de apă existenți în aer (umezeala absolută) și cantitatea maximă de vapori pe care ar putea-o înmagazina aerul la temperatura pe care o are. Sau cu alte cuvinte se poate spune că umezeala relativă este raportul dintre tensiunea vaporilor de apă existenți și tensiunea maximă la temperatura dată. În felul acesta, umezeala relativă exprimă tocmai măsura în care aerul este încărcat cu vapori de apă față de capacitatea lui de a primi vapori, adică gradul de saturație a aerului cu vapori de apă.

Se poate deduce cu ușurință faptul că valoarea umezelii relative stă în raport invers față de valoarea temperaturii: pe măsură ce crește temperatura, scade umezeala relativă căci aerul, devenind mai cald, ar putea înmagazina tot mai mulți vapori de apă și neavîndu-i la îndemînă, rămîne tot mai uscat.

Cum umezeala relativă depinde de umezeala absolută și de temperatura aerului, care cunosc variații în timp și spațiu, este ușor de înțeles că și umezeala relativă va suferi asemenea variații.

Intr-adevăr, umezeala relativă cunoaște o variație diurnă caracterizată, în general, prin producerea unei valori maxime spre dimineață - cînd temperatura este minimă - și un minim care se produce în orele de după amiază - cînd temperatura este maximă.

Valorile medii orare ale umezelii relative în luna iulie (perioada 1946-1955).

Stația	Orele 5	Orele 14	Orele 15	Orele 16	Orele 20
București	86%				
Arad	86%			40%	75%
Țirgu Mureș	92%			45%	80%
Iasi	91%		49%		86%
Constanța	78%	64%	49%		81%
					74%

Valorile medii orare ale umezelii relative
în luna ianuarie

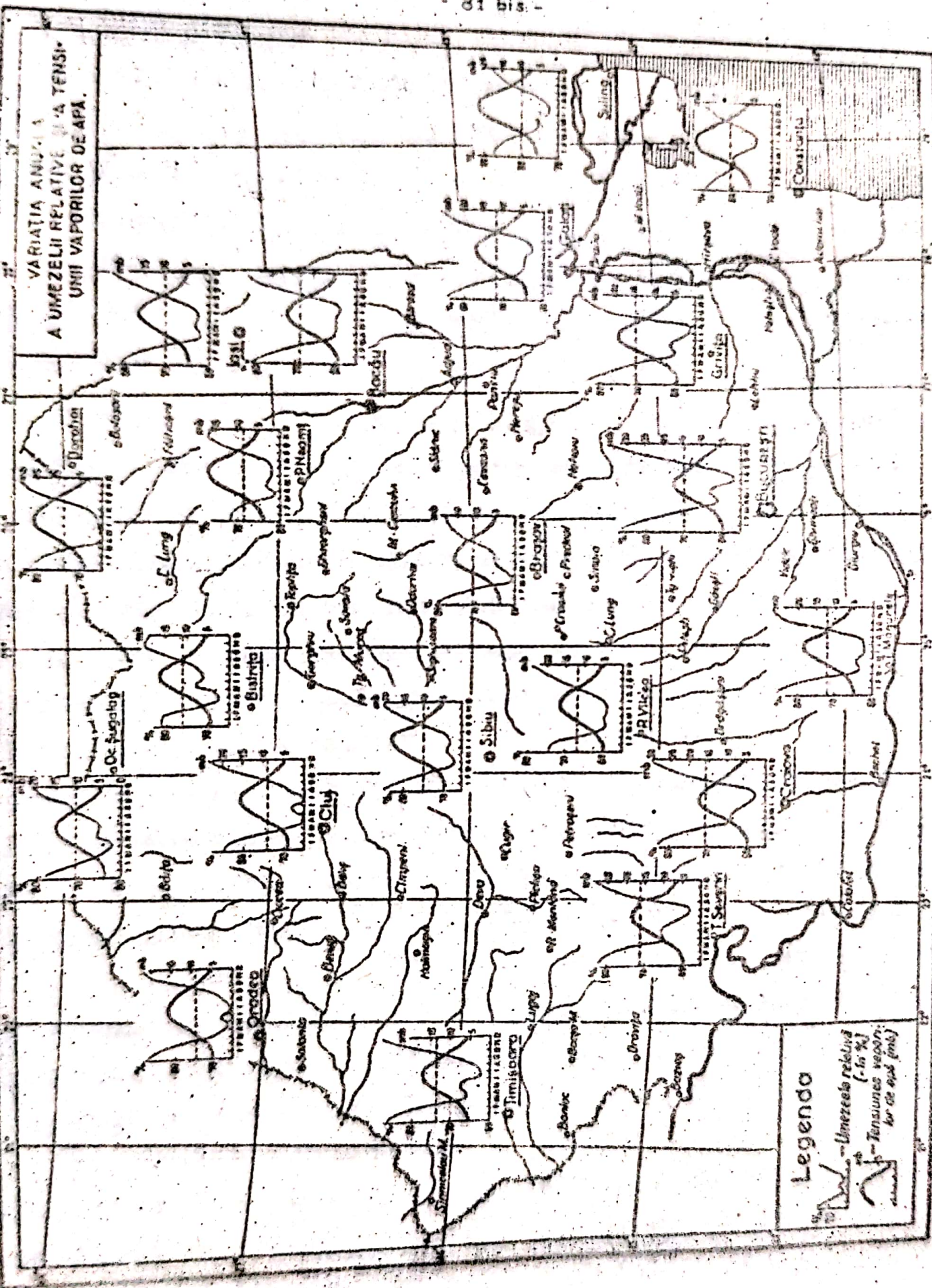
Stația	Orele 7	Orele 14	Orele 15	Orele 24
București	91%	76%		89%
Arad	88%	76%		88%
Țirgu Mureș	92%	76%		90%
Iasi	87%	76%		86%
Constanța	87%		81%	87%

Din datele citate se observă că variația diurnă a umezelii relative a aerului este mai accentuată vara, când și variațiile diurne ale temperaturii aerului sînt mai mari.

Se mai constată că aceste variații sînt mai accentuate în regiunile de cîmpie decît în regiunile mai înalte. Pe litoral variațiile diurne ale umezelii relative sînt mai mici ca în cîmpie pentru că și variațiile termice sînt mai mici. Este de remarcat faptul că în regiunile de cîmpie, principalele regiuni cerealiere, variația diurnă a umezelii este foarte mare prin scăderea ei foarte accentuată în timpul zilei. Acest fapt este dăunător plantelor căci provoacă o evapotranspirație excesivă.

Pe culmile montane înalte mersul diurn al umezelii relative prezintă unele particularități datorită influenței pe care o exercită circulația pe verticală a aerului. Astfel, în timpul zilei convecția puternică de după amiază urcă spre culmi aerul încărcat cu vapori de apă care prin răcire adiabatică își mărește umezeala relativă încît se constată o creștere a acestei umezeli care ajunge la valori maxime. În timpul nopții aerul răcit la contactul cu suprafața activă coboară spre văi și depresiuni iar locul lui este luat de aerul mai cald și mai uscat din atmosfera liberă. În felul acesta umezeala relativă nu crește în timpul nopții ci rămîne constantă sau chiar scade uneori.

Bineînțeles că umezeala relativă înregistrează și o variație anuală caracterizată prin creșteri sau scăderi



ale valorii sale. Se constată că mersul anual al umezelii relative este influențat de temperatura aerului (cu care variază în sens invers) dar și de alți factori (în primul rând circulația atmosferică) ce fac ca variația umezelii să fie mai complicată decât cea a temperaturii.

Pentru a ilustra mersul anual al umezelii relative, ne vom folosi de valorile medii lunare calculate pentru perioada 1896-1915; 1926-1955 la câteva stații mai caracteristice.

Stația	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Timișoara	86	82	72	66	67	67	62	64	68	76	84	88
Cluj	85	82	72	65	65	68	65	68	71	77	83	88
Bistrița	81	81	73	67	68	73	71	72	75	80	85	84
Iași	81	79	72	62	62	63	62	63	66	73	78	82
București	85	81	71	61	60	60	56	55	60	71	81	86
Constanța	88	86	83	80	81	77	74	74	78	82	86	88
Vf. Omul	82	84	84	86	88	92	90	83	83	79	83	79

Din examinarea acestor date, se poate observa că peste tot variația anuală a umezelii relative este caracterizată prin existența a două minime și două maxime. În Moldova, cele două minime se produc în aprilie-mai și iulie, valorile lor fiind foarte apropiate. În Transilvania se produce un minim mai puternic în aprilie și unul mai slab în iulie. În jumătatea de sud a țării și în Câmpia de Vest se produce un minim accentuat în iulie-august și altul mai slab în aprilie-mai.

Valoarea cea mai mare a umidității relative se produce peste tot în luna decembrie, când se înregistrează un maxim principal. O altă creștere a umezelii relative se constată în luna iulie, când se produce un al doilea maxim mult mai slab ca cel din decembrie.

Sub influența încălzirii puternice a aerului în timpul primăverii, se produce scăderea rapidă a valorii umezelii relative, ajungându-se la valorile mici din apri-

lie-mai. Invaziile de aer umed, activitatea ciclonală și frontală din luna iunie, provoacă o creștere a umezelii relative înregistrându-se un maxim nu prea accentuat. În iulie-august creșterea temperaturii și invaziile de aer continental în regim anticiclonal duc la scăderea umezelii relative și se înregistrează al doilea minim.

Pe măsură ce scade temperatura aerului, începe să crească valoarea umezelii relative care ajunge maximă în luna decembrie când se produc frecvente invazii de aer relativ cald și umed. În ianuarie, masele de aer rece și uscat continental determină începutul unei scăderi a umezelii relative.

Datele de la stația Vîrful Omul arată că pe culmile muntoase înalte variația umezelii relative are alt caracter. Aici valoarea maximă a umezelii se înregistrează în lunile iunie și iulie când circulația convectivă are intensitate maximă. Aerul încărcat cu vapori de apă, urcînd, se răcește adiabetic și atunci umezeala relativă atinge valori foarte mari ajungîndu-se pînă la condensare și formarea norilor cumuliformi. Spre toamnă, slăbirea convecției duce la scăderea umezelii relative care mai crește doar sub influența advecției maselor de aer umed din vest.

Pe fondul acestor variații periodice anuale se suprapun unele variații neperiodice care modifică foarte mult valorile umezelii relative, îndeosebi ca urmare a advecției maselor de aer maritim umed sau de aer continental uscat.

Umezeala relativă, ca și celelalte elemente climatice, prezintă și o variație spațială pe teritoriul patriei noastre ca urmare a influenței condițiilor locale. Această variație poate fi pusă în evidență prin valorile medii anuale de la diverse stații meteorologice. Analiza acestor valori arată că cea mai mare umezeală relativă se produce în zona litoralului și în deltă sub influența marilor suprafețe acvatice care constituie o puternică sursă de va-

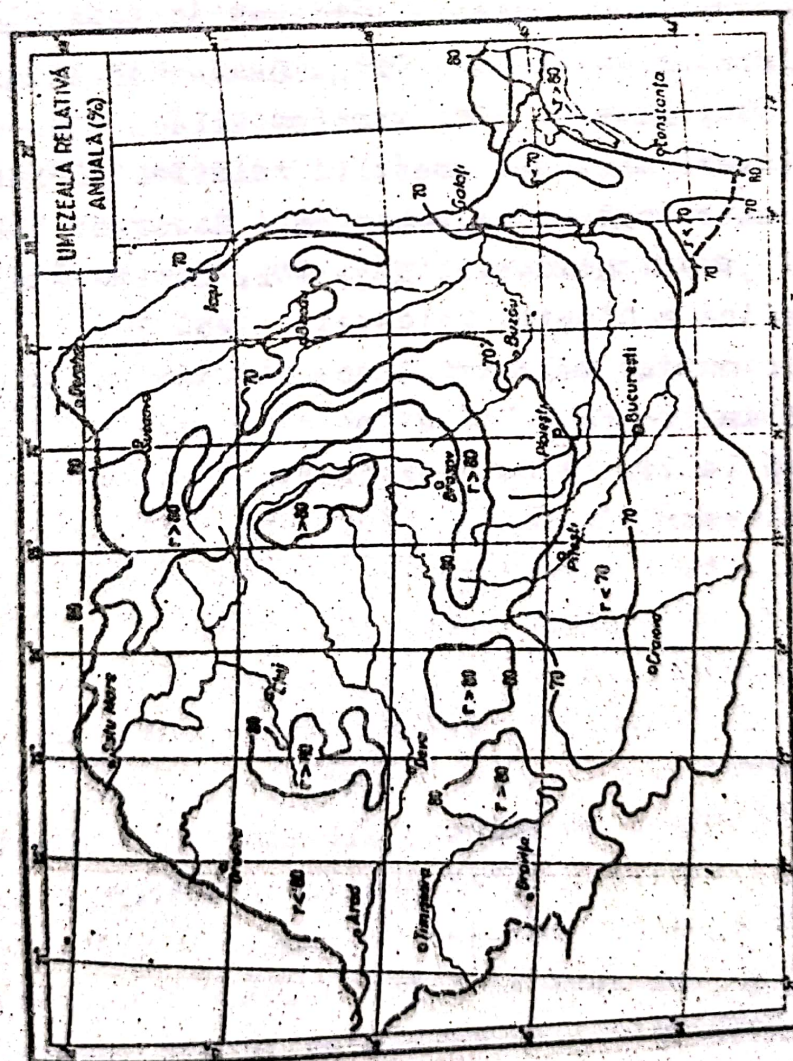


Fig.21-după St.Stoianescu-

pori de apă și care nu permit creșterea excesivă a temperaturii aerului. Aici s-au înregistrat valori de peste 80%: Mangalia 85%, Constanța 81%, Sulina 80%.

Prezența suprafețelor acvatice face ca și în lunca Dunării umezeala relativă să fie ceva mai mare decât în Cîmpia Română: Călărași 75%, Turnu Măgurele 72%, Galafat 72%, pe cînd în Bărăgan, la Grivița, umiditatea este de 70% iar la București 69%. În partea vestică și nordică a Cîmpiei Române umezeala crește la 75% la Alexandria, 71% la Craiova și Ploiești.

Efectul de föhn face ca în regiunile piemontane și subcarpatice umezeala relativă să scadă uneori foarte mult: Piatra Neamț 68%, Tîrgu Ocna 65%, Rîmnicea Sărat 69%, Buzău 69%, Pitești 68%, Rîmnicea Vîlcea 67%.

Valori mici ale umezelii relative se înregistrează și în alte regiuni ca Dobrogea (Basarabi 71%, Mircea Vodă 66%), sudul Moldovei (Huși 68%, Bîrlad 68%) și în partea sudică a Cîmpiei Moldovei (Iasi 70%).

În nordul Moldovei, temperaturile mai scăzute și o ușoară influență baltică fac ca umezeala relativă să crească pînă la 74% la Dorohoi. Creșteri și mai accentuate se înregistrează în vestul țării sub influența maselor de aer atlantic: Baia Mare 75%, Oradea 74%, Timișoara 74%, Bistrița 76%, Tîrgu Mureș 75%, Sibiu 75%.

În regiunea montană, pe măsura creșterii altitudinii, crește și umezeala relativă ajungînd la 84% la Vîrful Omul.

Acestea sînt valori medii anuale care ilustrează deja diferențele de valoare ale umezelii relative pe teritoriul țării. Desigur că aceste diferențe devin mult mai mari în anumite perioade, ca urmare a influențelor locale. Diferențe mai mari se înregistrează îndeosebi vara căci iarna temperaturile scăzute pe întreg teritoriul țării fac ca umezeala relativă să fie mare peste tot.

III NEBULOZITATEA.

Cînd umezeala relativă ajunge la valoarea de 100%, orice nou aport de vapori de apă și mai ales orice scădere a temperaturii duce la suprasaturarea aerului cu vapori și începe condensarea acestora formîndu-se ceața și norii. Ceațurile constituie un element climatic care se manifestă mai frecvent în anotimpurile de tranziție sau iarna în regiunea litoralului. Norii însă constituie rezultatul cel mai frecvent și mai important al condensării vaporilor de apă din atmosferă.

Gradul de acoperire a bolții cerești cu nori constituie nebulozitatea care se exprimă în zecimi indicînd astfel cîte zecimi din bolta cerească sînt acoperite cu nori. Pentru că aprecierea nebulozității se face, de obicei, vizual, rezultatele comportă un grad mai mic sau mai mare de subiectivism, în funcție de experiența și de calitățile observatorului.

Intrucît nebulozitatea este legată de umiditatea relativă, ne putem aștepta ca și ea să înregistreze unele variații în timp și spațiu. Se poate constata astfel o variație diurnă a nebulozității dar, de la un anotimp la altul, caracteristicile acestei variații sînt diferite.

Iarna, cînd sînt frecvente și mai generalizate inversiunile termice, nebulozitatea este mai mare spre sfîrșitul nopții și dimineața atîngînd valoarea maximă în jurul orelor 8-9, cînd inversiunea termică este maximă. Ziua, pe măsură ce aerul se încălzește și inversiunea termică slăbește, nebulozitatea scade atîngînd un minim în jurul orelor 13-16. Spre seară, nebulozitatea începe să crească dar în prima parte a nopții suferă o oarecare scădere din cauza migrațiilor descendente ale aerului care se produc atunci. Mai evident este acest tip de variație în depresiuni și văi dar pe culmile montane variația diurnă este acum foarte mică.

Valoarea medie orară a nebulozității (zecimi)

ianuarie (1946-1955)

Stația	Ora	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bacău		7	7	7	71	72	73	75	8	8	8	79	76
Constanța		66	66	67	68	7	72	76	8	79	77	77	77
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
	76	75	74	74	75	73	71	7	7	7	71	71	
	76	76	75	74	75	7	66	64	67	66	65	65	

Vara mersul nebulozității este diferit fiind condiționat mai cu seamă de dezvoltarea circulației convective. În regiunile de câmpie și de dealuri nebulozitatea este minimă dimineața și începe să crească, pe măsura dezvoltării convecției, atingând maximum în jurul orei 15. După aceea, slăbind convecția, începe să scadă și nebulozitatea ajungând să fie iarăși minimă în jurul orei 24. În continuare însă procesele radiative duc la creșterea nebulozității până la răsăritul Soarelui. Insolția provoacă încălzirea aerului și norii se destramă încît nebulozitatea scade iarăși până la orele 8-9 cînd atinge un minim.

Pe culmile muntoase nu se mai înregistrează maximum dinspre dimineață, căci acolo toată noaptea se produce circulația descendentă a aerului, încît locul aerului răcit este luat de aerul mai cald și mai uscat.

Valoarea medie orară a nebulozității (zecimi)

iulie

Stația	Ora	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bacău		37	37	39	42	44	44	43	42	43	44	46	5
Constanța		16	19	2	26	31	32	3	29	29	3	32	34
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
	54	56	57	56	57	56	57	56	51	46	41	38	
	37	38	38	37	34	33	32	32	25	19	17	16	

Vara se formează, în general nori cumuliformi iar

iarna predomină norii stratiformi.

Nebulozitatea înregistrează și o variație anuală care poate fi pusă în evidență prin compararea valorilor medii lunare. Mersul anual al nebulozității diferă de la o regiune la alta sub influența factorilor geografici locali, în primul rând sub influența reliefului și a dinamicii atmosferice.

În regiunile joase se constată că nebulozitatea atinge maximum în luna decembrie, atunci când și umiditatea relativă este maximă ca urmare a invaziei fronturilor legate de ciclonii mediteranieni. După aceea, nebulozitatea scade mereu ajungând la minimum în august.

Valoarea medie lunară a nebulozității (zecimi)

Stația	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Craieva	69	64	59	54	53	45	35	32	36	51	67	74
Ion Sien	67	66	58	54	51	49	37	33	36	48	61	69
Lugoj	73	67	62	61	58	54	43	44	4	52	68	73

Pe culmile muntoase înalte, nebulozitatea este relativ scăzută iarna când ele rămân deasupra plafonului de nori (la Vîrful Omul în ianuarie 6,8) și începe să crească la sfîrșitul primăverii-începutul verii când convecția duce la formarea norilor cumuliformi pe culmi. Spre sfîrșitul verii și începutul toamnei, când convecția slăbește, nebulozitatea devine minimă pe culmile muntoase. Toamna și în decembrie se constată o creștere a nebulozității ca urmare a activității frontale.

În afara acestor variații în timp, nebulozitatea prezintă și variații în spațiu. Valorile arată clar acest lucru. Cele mai mici valori ale nebulozității se înregistrează în regiunea litoralului, a Deltei și luncii Dunării unde vara predomină o circulație descendentă a aerului care duce la destrămarea norilor: Mangalia 4,3 zecimi, Constanța 4,5, Sulina 5, Turnu Măgurele 5,2, Brăila 5,2. Valori reduse se întîlnesc și în Cîmpia Română și Dobrogea:

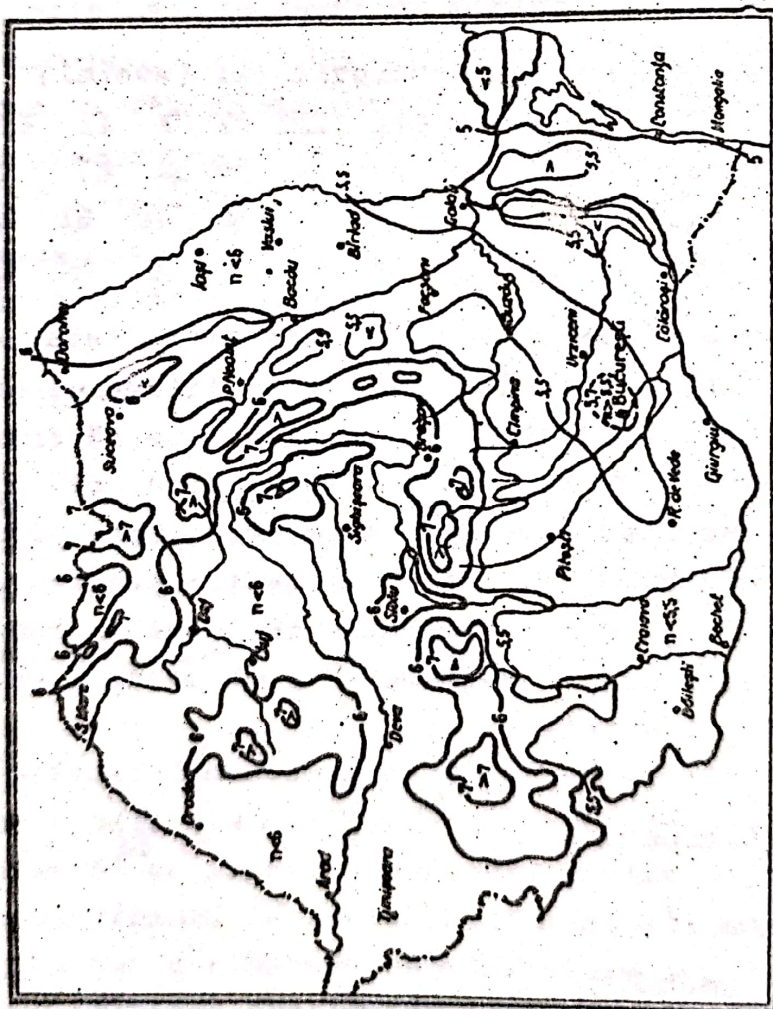


Fig. 22 — Nebulozitatea medie anuală.
(după St.Stoenescu)

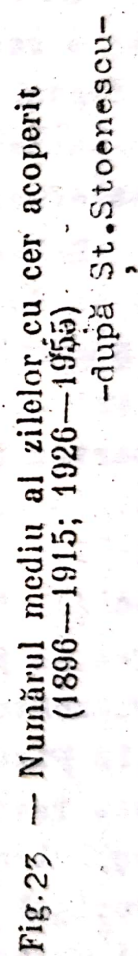


Fig. 23 — Numărul mediu al zilelor cu cer acoperit
(1896—1915; 1926—1955)

-după St. Stoescu-

Grivița 5,2 , Caracal 5,1 , Bășarabi 5,2 , Excepție face regiunea Rucureștiului (5,7) datorită influențelor urbane care contribuie la creșterea nebulozității. În Cîmpia de Vest nebulozitatea este mai mare datorită influenței maselor de aer atlantic; Timișoara 5,5. Același lucru este valabil și pentru Transilvania și nordul Moldovei: Cluj 6, Sibiu 6,2 Iași 5,9 , Drobeta 6.

În regiunile montane valoarea nebulozității crește peste 6 zecimi, ajungînd la 7,2 pe Vîrful Omul. De menționat faptul că pe versanții sudici și estici ai Carpaților nebulozitatea este mai mică decît pe versanții vestici din cauza efectului de föhn.

Diferențierile spațiale ale nebulozității sînt indicate și de numărul mediu anual de zile acoperite sau senine. Numărul mediu anual de zile acoperite este sub 120 în cea mai mare parte a Dobrogei, în partea sudică a Moldovei, în partea estică a Cîmpiei Române și în partea nordică a acesteia de la vest de Neajlov, ca și în cea mai mare parte a Cîmpiei de Vest. În Cîmpia Moldovei, în marginea sudică a Podișului Moldovei, în părțile nordice și sudice ale Dobrogei, în părțile centrale și sudice ale Cîmpiei Române, în Piemontul Getic, în Subcarpații Getici, în Piemontul Curburii, în Piemonturile Vestice, în nordul Cîmpiei de Vest, în Cîmpia Transilvaniei și în depresiunile Brașovului și Făgărașului numărul anual de zile acoperite este de 120-140. În Podișul Sucevei, în Podișul Central Moldovenesc, Subcarpații Moldovei și ai Curburii, Podișul Tîrnavelor, Dealurile Semeșelor, o parte din Piemonturile Vestice și chiar o parte din Munții Banatului și în unele depresiuni intramontane numărul anual de zile acoperite este de 140-160. În cea mai mare parte a regiunilor montane sînt 160-180 zile cu cer acoperit anual iar pe culmile mai înalte acest număr crește la peste 180 și chiar peste 200 zile (fig. 23).

Cele mai multe zile senine, ca număr mediu anual, se înregistrează în Delta Dunării și pe litoral unde se ajun-

Fig.24- Numărul mediu anual al zilelor
cu cer senin-după St.Stoienescu-



ge la peste 160 asemenea zile. În lungul Bălților Dunării, în vestul Cîmpiei Române și în Cîmpia Banatului se ajunge la peste 130 și chiar la peste 140 zile senine pe an. Partea sudică a Moldovei, cea estică și sudică a Cîmpiei Române, Dobrogea Centrală și Sudică, precum și pratea estică a Cîmpiei Banatului au 120-130 zile senine anual. Cîmpia de Vest la nord de Mureș, Cîmpia Moldovei, partea nordică a Cîmpiei Române, Piemontul Getic au 110-120 zile senine pe an. Cîmpia Transilvaniei, culoarul Mureșului, depresiunile Făgărașului și Brașovului, unele porțiuni din Subcarpații Getici, Piemontul de la Curbură, rama Cîmpiei Moldovei și părțile mai înalte din nordul Dobrogei au 100-110 zile senine. Podișul Sucevei, Podișul Central Moldovenesc, Subcarpații Moldovei și ai Curburii, o parte din Subcarpații Getici, o parte din Munții Banatului și Poiana Ruscăi, părțile periferice ale Munților Apuseni, Munții Oaș-Gutâi, Dealurile Someșelor depresiunile Gheorghieni-Ciuc și o parte din Carpații Curburii au 80-100 zile senine pe an. Restul regiunilor muntoase au sub 80 asemenea zile (fig. 24).

IV. DURATA DE STRALUCIRE A SOARELUI.

Prezența norilor constituie un obstacol în calea razelor solare care nu mai pot pătrunde direct pînă la sol. Norii stratiformi compacti și persistenți fac ca Soarele să nu mai fie vizibil zile în șir. Am văzut deja că aceasta duce la o scădere a insolației și a temperaturii aerului.

Dar dacă norii opresc razele solare să pătrundă direct pînă la suprafața activă, ei opresc, în același timp și pierderea în spațiu a căldurii emanată de această suprafață. În felul acesta ei împiedică răcirăa puternică a suprafeței active și a aerului prin procese radiative. Norii au astfel un important rol moderator al regimului termic.

În strînsă legătură cu regimul nebulozității stă și cel al strălucirii Soarelui. Trebuie făcută mențiunea că,

datorită inegalității zilelor în decursul anului, durata posibilă de strălucire a Soarelui variază; iarna ziua este mai scurtă, deci o durată posibilă de strălucire a Soarelui mai mică, pe când vara ziua fiind mai lungă, durata posibilă de strălucire a Soarelui este mult mai mare. De obicei, durata reală de strălucire a Soarelui este întotdeauna mai mică decât durata posibilă (timpul scurs de la răsăritul până la apusul Soarelui) pentru că Soarele este ecranat de nori. Pentru a ne putea da seama în ce măsură Soarele a fost ecranat sau nu, se folosește fracția de insolație, care exprimă raportul dintre durata reală de strălucire a Soarelui și durata posibilă, rezultatul exprimându-se în procente. Aceasta ne arată cât la sută din timpul cât Soarele ar fi putut străluci pe bolta cerească a strălucit efectiv.

Cum principalul obstacol care se interpune în calea razelor solare îl constituie norii, este de așteptat ca valorile fracției de insolație să varieze în raport invers cu cele ale nebulozității.

Intrucât nebulozitatea are o variație diurnă se constată o variație diurnă a valorii fracției de insolație. Dimineața și seara fracția de insolație este redusă până la 10% din cauză că Soarele, fiind aproape de orizont, poate fi ecranat și de nori care se găsesc la distanțe foarte mari de punctul de observație. În primele ore ale zilei valoarea fracției de insolație crește căci atunci nebulozitatea este mai redusă. Vara, valoarea maximă a fracției de insolație se înregistrează înainte de amiază, când convecția este slabă și nu a determinat încă maximum de nebulozitate. Iarna, fracția de insolație ajunge la valoarea maximă după amiază când slăbește inversiunea termică și când se produce margerea plafonului de nori stratiformi. Spre seară fracția de insolație scade, atât vara cât și iarna, pentru că nebulozitatea ajunge să fie mare iar Soarele, coborînd spre orizont, este ecranat și de norii aflați la dis-

tanțe mari.

Variația anuală a fracției de insolație este legată tot de regimul nebulozității. În regiunile de câmpie și de deal, fracția de insolație are valori medii lunare maxime în lunile iulie-august, când nebulozitatea este minimă (București-Filaret 72% în august). În lunile de toamnă și de iarnă fracția de insolație are valori minime (București-Filaret peste 28% în decembrie și peste 26% în ianuarie).

Pe culmile montane înalte fracția de insolație are valori medii lunare maxime toamna și iarna, când aceste culmi rămân deasupra plafonului de nori (Vîrful Omul 52% în octombrie și 36% în februarie). În timpul verii fracția de insolație are valori medii lunare minime din cauză că norii de convecție umbresc aceste culmi (Vîrful Omul 30% în iunie).

Desigur că fracția de insolație dă unele indicii despre insolație dar datele cele mai valoroase sînt cele care se referă la durata reală de strălucire a Soarelui. Se constată că, în decursul anului, suma lunară a duratei de strălucire a Soarelui variază în funcție de durata zilei dar și de mersul nebulozității. Pentru a ilustra mersul anual al duratei reale de strălucire a Soarelui, dăm mediile lunare de la cîteva stații din diverse condiții geografice.

Durata medie de strălucire a Soarelui în ore și zecimi.

Stația	I	II	III	IV	V	VI
București-Filaret	77,6	100,5	146,4	189,1	231,2	277,4
Constanța	90,8	101,9	128,7	179,6	235,0	297,2
Iași	74,4	78,6	131,9	172,2	225,7	264,6
Oradea	66,8	81,1	136,4	180,7	237,2	263,0
Vîrful Omul	115,4	108,8	127,2	108,6	129,7	168,8

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Annual
317,6	312,8	241,4	197,4	90,3	60,7	2242,4
345,9	317,2	238,6	186,4	92,4	68,0	2281,7
294,0	271,9	204,2	154,0	69,5	54,2	1995,3
293,7	280,7	230,8	192,3	73,5	56,0	2092,2
168,8	198,0	168,8	178,6	105,8	88,8	1631,6

Datele citate reprezintă medii calculate pentru perioada 1956-1965 de către O.Neacşa şi C.Popovici.

Se constată din tabel că durata maximă de strălucire a Soarelui nu se înregistrează în luna iunie, când sînt zilele cele mai lungi, ci în iulie sau chiar în august, căci iunie are nebulozitate mare. În unele cazuri, durata de strălucire a Soarelui se menţine mare chiar în lunile octombrie şi noiembrie (cazul culmilor montane înalte care rămîn acum deasupra plafonului de nori). Durata minimă a strălucirii Soarelui se înregistrează în decembrie dar valori reduse au şi lunile ianuarie şi februarie, când nebulozitatea este mare.

Variaţiile în spaţiu ale duratei de strălucire a Soarelui, pe teritoriul ţării noastre, sînt în funcţie de condiţiile geografice locale şi de dinamica atmosferică. Se constată că durata medie anuală cea mai mare se înregistrează în Delta Dunării şi în regiunea litoralului unde se ajunge la peste 2400 ore (Sulina 2482 ore, Constanţa 2281,7 ore). Urmează apoi Dobrogea şi Cîmpia Română cu valori cuprinse între 2200 şi 2400 ore (Alexandria 2261,8 ore, Bucureşti Filaret 2242,4 ore, Rîmnicu Sărat 2255,9 ore).

În Cîmpia de Vest, în Piemontul Getic, Piemontul de la Curbură şi în partea sudică a Moldovei durata medie anuală a strălucirii Soarelui are valori între 2100 şi 2200 ore. (Timişoara 2122,8 ore, Satu Mare 2110,5 ore, Valea Călugărească 2153,1 ore, Galaţi 2145,5 ore, Bîrlad 2147,2 ore). În Piemonturile Vestice, Cîmpia Transilvaniei, Subcarpaţii Getici şi ai Curburii şi în Cîmpia Moldovei, se înregistrează 2000 - 2100 ore durată de strălucire a Soarelui anual (Miniş 2055,6 ore, Tîrgu Mureş 2004,1 ore, Tîrgu Jiu 2040,6 ore, Curtea de Argeş 2074,1 ore, Iaşi 1995,3 ore). În partea nordică a Cîmpiei Moldovei, Podiul Sucevei, Podiul Central Moldovenesc, Subcarpaţii Moldovei, Podiul Tîrnavelor, Dealurile Someşelor şi Munţii Banatului se bucură de 1800-2000 ore de strălucire a Soarelui anual. (Avrămeni 1870,3

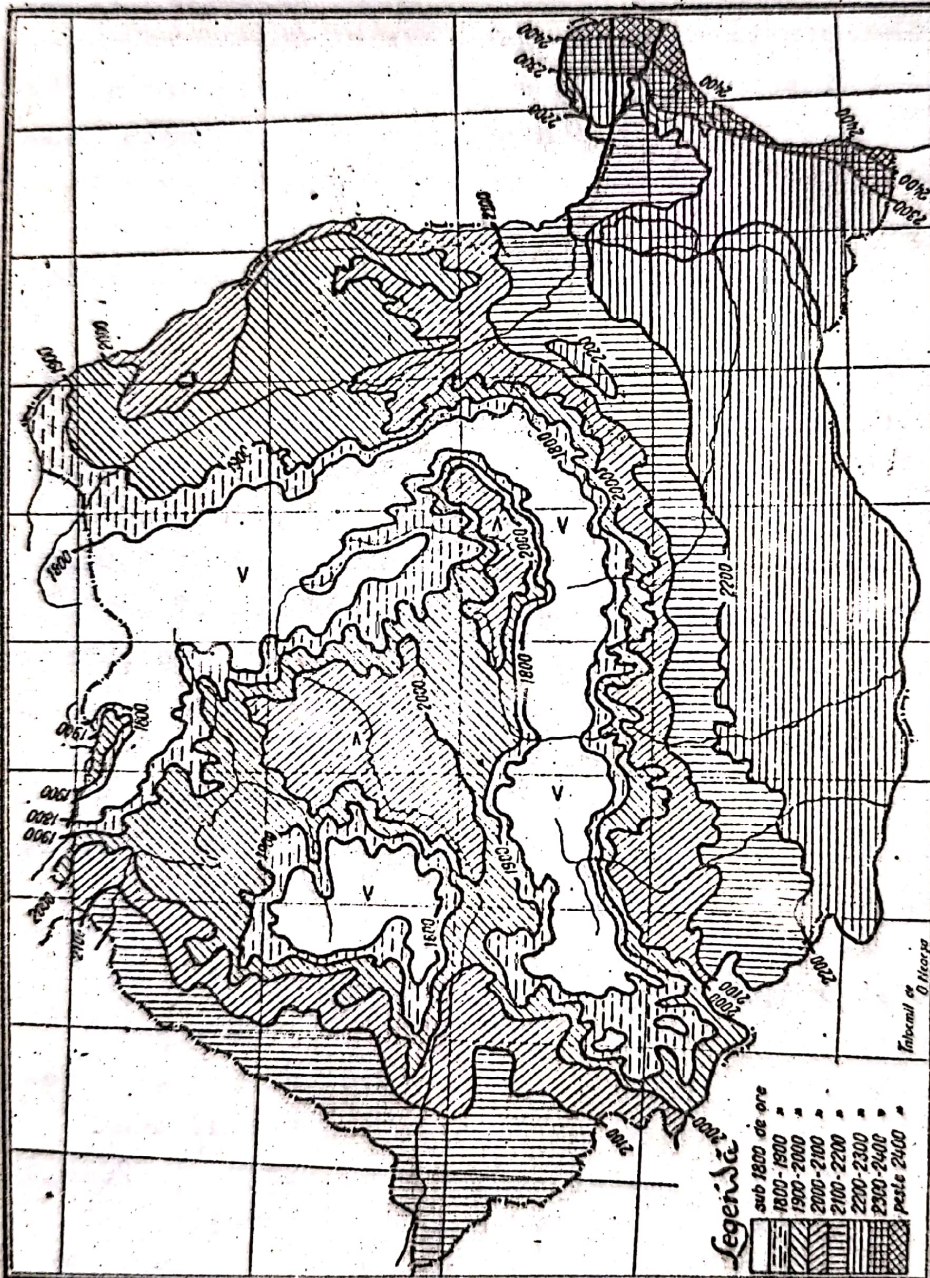


Fig.25. Durata de strălucire a Soarelui (sume anuale medii) .

ore, Fălticeni 1921,9 ore, Bacău 1992 ore, Dej 1942,6 ore, Sibiu 1924,1 ore, Sighet 1899 ore). În regiunile montane durată anuală a strălucirii Soarelui scade, sub 1800 ore (Băicoara 1763,4 ore, Predeal 1680,9 ore, Vîrful Omul 1631,6 ore).

De la un an la altul însă durată de strălucire a Soarelui poate varia foarte mult ca urmare a variației nebulozității. Astfel, la București în anul 1917 durată de strălucire a Soarelui a fost de 2600,3 ore iar în anul 1888 a fost de numai 1769,6 ore.

Cunoașterea regimului și duratei de strălucire a Soarelui are o mare importanță teoretică și practică. Pe această bază se pot face aprecieri asupra factorilor radiativi ai climei, mai ales că măsurătorile actinometrice se fac încă în puține puncte și de puțin timp. Durata de strălucire a Soarelui are o importanță mare pentru agricultură căci ea influențează direct dezvoltarea plantelor. În ultima vreme, nevoia de energie aduce în atenție și problema utilizării energiei radiațiilor solare, fapt care necesită cunoașterea duratei și regimului insolației.

V. PRECIPITAȚIILE ATMOSFERICE.

Cînd picăturile de apă sau cristalii de gheață din nori au greutate mare și nu mai pot fi susținuți de curenții ascendenți cad la sol formînd precipitațiile atmosferice. Acestea constituie unul din cele mai importante elemente climatice alături de temperatura aerului. Cantitatea și regimul precipitațiilor pot imprima climei unor regiuni trăsături specifice care o deosebesc net de clima altor regiuni, chiar dacă din punct de vedere termic diferențele sînt foarte mici. Așa, de exemplu, clima regiunilor subecuatoriale se deosebește de clima ecuatorială în primul rînd prin regimul precipitațiilor; în regiunile ecuatoriale plouă tot timpul, pe cînd în cele subecuatoriale plouă nu-

mai în sezonul de vară al emisferei respective. Deși cantitativ diferențele de precipitații sînt relativ mici iar temperaturile sînt apropiate, regiunea ecuatorială se impune în peisaj prin pădurile luxuriante, pe cînd regiunea subecuatorială este îmbrăcată cu ierburile savanelor pîrjolate de uscăciunea sezonului secetos. Mai departe, între savanele subecuatoriale și deșerturile tropicale diferența este determinată, în primul rînd, de cantitățile deosebite de precipitații care ajung în savane la peste 1500mm iar în deșerturi scad chiar sub 100mm anual.

Și în țara noastră apare evidentă influența cantității și regimului precipitațiilor asupra peisajului. Dacă am lua, de exemplu, stațiile Urziceni și Cîmpina am constata că regimul precipitațiilor este aproape asemănător, dar cantitatea totală anuală este de numai 504mm la Urziceni și de 776mm la Cîmpina. Dar această diferență a cantității anuale de precipitații atrage după sine importante diferențe de peisaj. La Urziceni ne aflăm în domeniul silvostepii care a fost înlocuită cu culturi cerealiere iar la Cîmpina ne aflăm în domeniul pădurilor masive de fag.

Precipitațiile constituie un element climatic a cărui cercetare amănunțită are nu numai importanță teoretică ci și o mare importanță practică. Rezultatul obținut în domeniul agriculturii depinde înecă, în mare măsură, de regimul și cantitatea precipitațiilor atmosferice. Cunoașterea acestor caracteristici climatice permite luarea măsurilor corespunzătoare pentru sporirea producției prin utilizarea agrotehnicii adecvate, cultivarea soiurilor celor mai productive în condițiile date sau prin folosirea irigațiilor care să asigure plantelor apa necesară. Dar apa folosită în irigații provine, în ultimă instanță, tot din precipitații care alimentează râurile și lacurile, determinîndu-le regimul hidrologic. Utilizarea rațională a resurselor hidrice ale țării necesită o serie de amenajări și construcții hidrotehnice, pentru a căror proiectare, construire și exploatarea optimă

trebuie ținut seama neapărat și de caracteristicile precipitațiilor atmosferice.

De aceea studiul precipitațiilor atmosferice s-a bucurat și în țara noastră de o atenție deosebită, reflectată de numărul mare de stații în care s-au efectuat măsurători sistematice asupra cantității de precipitații, precum și de numeroasele studii care au căutat să descrie regimul și cantitatea totală de precipitații de pe teritoriul țării.

Studiul precipitațiilor se bazează, în primul rând, pe datele de observație furnizate de stațiile în care s-au efectuat observații pluviometrice. Utilizarea acestor date trebuie făcută însă cu grijă și cu aprecierea critică impusă de faptul că observațiile nu au fost efectuate întotdeauna de un personal calificat, aparatura nu a fost uneori cea mai potrivită iar amplasarea unor stații a fost defectuoasă. O analiză critică a datelor permite sesizarea valorilor eronate care trebuie eliminate din calcul.

Precipitațiile atmosferice cad din nori dar aceștia se deosebesc mult între ei în funcție de structura lor fizică, formă, dimensiuni și condiții de formare. De aceea caracteristicile precipitațiilor diferă de la un tip de nori la altul. Astfel, din norii cu mare dezvoltare verticală și cu structură mixtă, care apar ca urmare a convecției termice și a activității frontale, cad precipitații abundente. Norii subțiri stratiformi, apăruiți ca urmare a inversiunilor termice, cu structură microfizică simplă, dau precipitații slabe sub formă de ploaie, vara și sub formă de ninsoare, iarna.

Efectele precipitațiilor depind de forma lor, de intensitate și de cantitatea de apă pe care o dau. Astfel, precipitațiile sub formă de ninsoare duc la acoperirea solului cu un strat de zăpadă care împiedică răcirea prea accentuată a solului prin radiație și de îngheț profund

dar oprește și pătrunderea razelor solare până la sol pentru a-l încălzi. Această apă în stare solidă nu poate pătrunde în sol pentru a-l umezi dar nici nu se poate scurge pentru a alimenta râurile. Asemenea efecte se pot produce abia când se topește zăpada, fapt care se poate întâmpla, uneori, după un timp îndelungat de la producerea precipitațiilor.

Deci precipitațiile în stare solidă pot avea un efect imediat de acoperire a solului cu un strat de zăpadă care are consecințe mai mult de ordin termic și un efect întârziat, de ordin hidric, care apare abia la topirea zăpezii, ca și cum precipitațiile s-ar produce abia atunci. Se poate întâmpla ca în timpul topirii zăpezii să ploaie și efectul acestor precipitații noi să se combine cu cel al ninserii produse mai demult.

Precipitațiile atmosferice constituie un element climatic caracterizat prin discontinuitate și mari variații în timp și spațiu.

Variațiile diurne ale precipitațiilor sînt mai puțin evidente dar ele pot fi demonstrate de observații de lungă durată. Aceste variații sînt legate de variațiile diurne ale nebulozității care diferă de la un tip la altul de nori, de la un anotimp la altul și de la o regiune la alta. În timpul verii, cînd cad precipitații legate de norii cumuli-formi apăruiți în urma convecției termice, se constată că maximum de precipitații se produce după amiază, cînd convecția este puternică. Noaptea și dimineața aproape nu cad precipitații decît doar dacă este vorba de precipitații frontale. În timpul iernii, precipitațiile legate de norii stratiformi, sînt mai abundente noaptea și scad spre amiază cînd slăbește inversiunea termică care a generat acești nori.

Variațiile diurne ale precipitațiilor pot fi puse în evidență cu ajutorul înregistrărilor pluviografice căci, de obicei, observațiile cu pluviometrul se fac de trei ori pe

si la stațiile sinoptice și numai o singură dată la posturile pluviometrice.

Mult mai evidente apar variațiile anuale ale precipitațiilor care este reflectată de variația cantității medii lunare de precipitații calculate pe un gir de mulți ani. Se constată că în mod sistematic, la diverse stații, în unele luni cad mai multe precipitații iar în alte luni mai puține.

Desigur că o anumită diferență a cantității lunare de precipitații este dată și de inegalitatea lunilor căci unele au 31 zile, altele numai 30 sau chiar 28 zile. Pentru a evita influența inegalității lunilor se poate recurge la analiza indicelui pluviometric și nu a sumei lunare medii a precipitațiilor.

Indicele pluviometric lunar K este raportul dintre cantitatea medie zilnică a precipitațiilor dintr-o anumită lună (p) și cantitatea medie zilnică a precipitațiilor calculată pe întreg anul: (P). Deci $K = \frac{p}{P}$.

Dar media zilnică dintr-o anumită lună se obține împărțind cantitatea de precipitații căzute în luna respectivă (q) la numărul de zile al lunii (n). Deci $p = \frac{q}{n}$. Iar media zilnică anuală se obține împărțind suma anuală a precipitațiilor (Q) la numărul zilelor unui an (365).

$$\text{Deci } P = \frac{Q}{365}.$$

$$\text{De aici rezultă că } K = \frac{p}{P} = \frac{\frac{q}{n}}{\frac{Q}{365}} = \frac{q \cdot 365}{Q \cdot n}$$

În felul acesta se obține un indice care arată cât de ploioasă este o lună fără a fi influențat de durata în zile a lunii respective.

Atât din compararea cantităților medii lunare a precipitațiilor, cât și a indicilor pluviometrici, se constată că variația anuală a precipitațiilor prezintă anumite trăsături specifice diverselor regiuni dar și unele trăsături

Tab. 5 -Precipitații atmosferice (mm). Cantitatea medie lunară și anuală (1896-1915; 1921-1965).

Stația	L												Anual
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Satu Mare	41,9	39,0	37,9	51,5	63,5	82,0	71,5	60,8	49,7	52,5	44,3	54,9	649,5
Oradea	34,1	35,6	41,8	51,2	67,8	81,2	57,2	57,4	40,2	52,9	49,9	49,9	619,2
Tg. Mureș	31,2	30,6	29,8	52,0	76,7	92,6	78,2	72,7	41,9	44,3	39,3	33,2	622,5
Alba Iulia	25,5	22,3	24,4	45,0	70,6	80,9	67,6	62,0	38,9	35,6	33,1	26,9	505,9
Arad	36,4	33,9	37,5	47,6	50,1	67,5	56,7	43,8	45,6	45,5	48,5	44,9	558,0
Timișoara	40,5	39,9	40,5	50,0	65,6	80,9	58,7	50,7	45,1	51,4	49,5	49,2	622,0
București	32,0	26,6	31,0	41,5	66,7	92,4	65,7	47,2	39,3	37,0	42,1	32,8	554,3
Băneasa	102,9	152,8	133,3	96,0	98,5	170,9	142,5	106,5	55,1	83,5	67,8	95,7	1305,5
Vi. Omul	50,8	43,6	45,4	57,0	74,3	72,6	46,3	41,9	42,3	64,6	70,4	58,8	668,0
Severin	24,4	23,6	19,6	27,1	32,8	40,7	30,6	36,0	23,9	32,0	32,2	21,1	352,0
Sulina	27,7	24,3	24,2	28,2	35,0	42,2	34,7	29,2	29,0	33,6	36,1	27,3	371,4
Constanța													

generale comune întregului teritoriu.

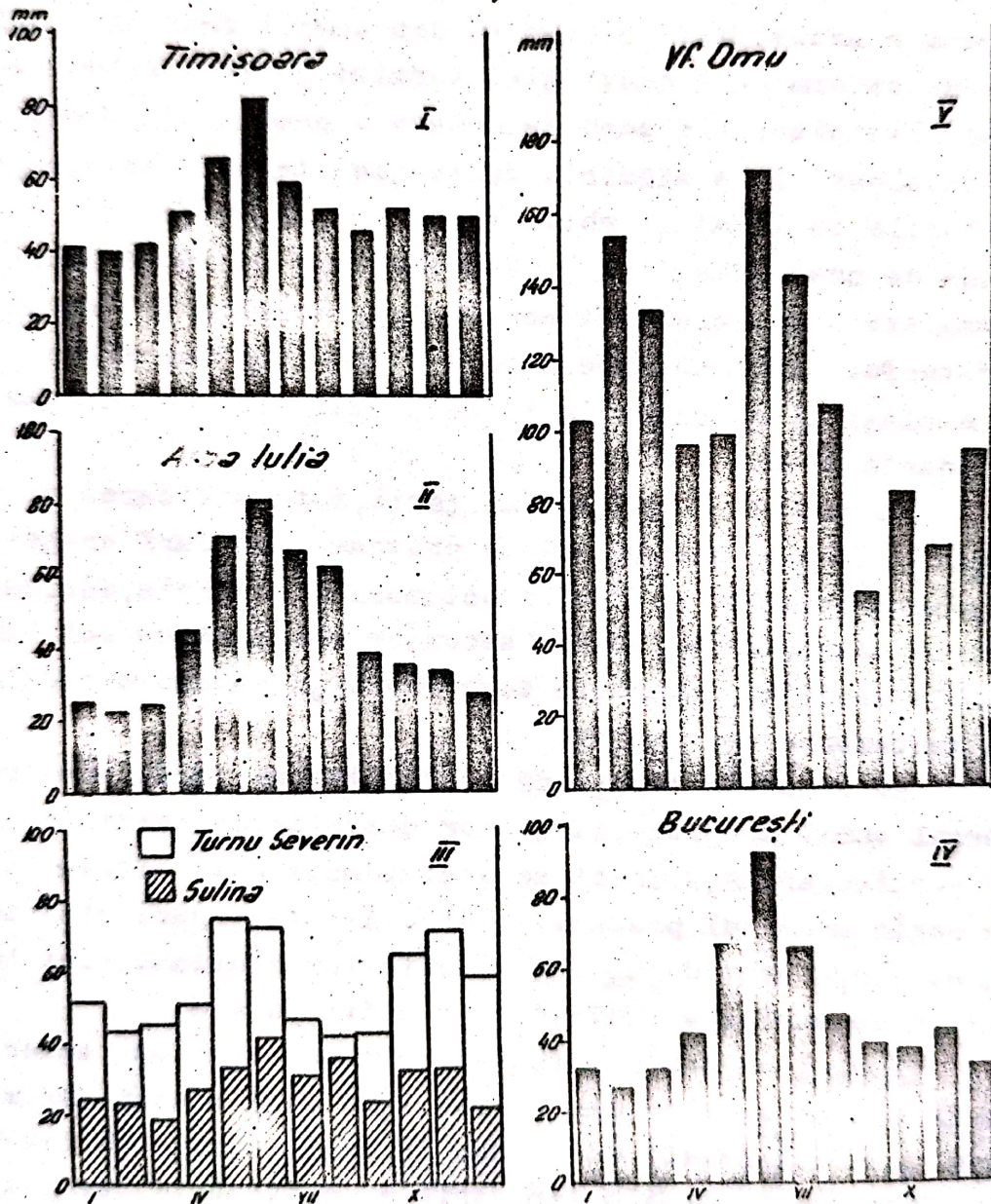
Se constată astfel că peste tot apar diferențe de precipitații de la o lună la alta, unele luni prezentând valori mari, altele valori mici. Aproape la toate stațiile maximul de precipitații se înregistrează în luna iunie, ca urmare a activității ciclonice din cadrul frontului polar dar și ca urmare a convecției termice puternice. După aceea însă precipitațiile scad ca urmare a predominării regimului anticiclonic și a slăbirii convecției termice. Se ajunge ca în lunile de iarnă și chiar la începutul primăverii cantitatea de precipitații să fie minimă din cauză că atunci dorsalele anticiclonului continental eurasiatic afectează teritoriul țării noastre intensificând regimul anticiclonic. În același timp, convecția termică este aproape nulă sau este foarte slabă.

În vestul și sud-vestul țării, intensificarea activității ciclonice mediteraneene provoacă o ușoară creștere a precipitațiilor în lunile octombrie-noiembrie, ducând astfel la apariția unui maxim secundar mai slab ca cel din iunie. În asemenea cazuri, se conturează și un minim secundar în septembrie sau august.

Se constată totuși că pe teritoriul țării noastre mersul anual al precipitațiilor atmosferice prezintă anumite particularități încât se individualizează câteva tipuri de regim anual al precipitațiilor. Aceste tipuri sînt puse în evidență atât de variația indicilor pluviometricei lunari, cât și de variația cantităților medii lunare.

Tipul I se caracterizează prin variații mai moderate de la o lună la alta dar cu apariția netă a două maxime și două minime. Maximele se produc în lunile iunie și octombrie iar minimele în lunile februarie și septembrie. Acest tip este caracteristic Cîmpiei de Vest unde pătrund frecvent masele de aer atlantic și unde se resimte mai mult influența cîlconilor mediteranieni. Exemplificăm acest tip cu datele de la stația Timișoara (fig. 26).

Fig. 26 TIPURI DE REGIM PLUVIOMETRIC ÎN ROMANIA
(1896-1915; 1921-1965)



**Cantitatea medie lunară de precipitații (mm)
pentru perioada 1896-1915;1921-1965)**

Stația	I	II	III	IV	V	VI
Timișoara	40,5	39,9	40,5	50,0	65,6	80,9
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	58,7	50,7	45,1	51,4	49,5	49,2

Tipul II se caracterizează prin variații foarte mari ale cantității de precipitații de la o lună la alta și prin apariția unui singur maxim (în luna iunie) și a unui minim (în februarie). Acest tip este întâlnit în Podișul Transilvaniei, Maramureș și în nordul Moldovei.

**Cantitatea medie de precipitații (mm)
perioada**

Stația	I	II	III	IV	V	VI
Alba Iulia	25,5	22,3	24,4	45,0	70,6	80,9
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	67,6	6	38,9	35,6	33,1	26,9

Tipul III prezintă variații mai mici ale cantității de precipitații de la o lună la alta având două maxime (în lunile mai-iunie) și octombrie-noiembrie și două minime (în lunile februarie-martie și septembrie). Asemenea variații anuale ale precipitațiilor apar în vestul și nordul Olteniei, precum și pe litoralul Mării Negre.

**Cantitatea medie lunară de precipitații (mm)
perioada 1896-1915;1921-1965.**

Stația	I	II	III	IV	V	VI
Turnu Severin	50,8	43,6	45,4	57,0	74,3	72,6
Salina	24,4	23,6	19,6	27,1	32,8	40,7
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	46,3	41,9	42,3	64,6	70,4	58,8
	30,6	36,0	23,9	32,0	32,2	1,1

Tipul IV se caracterizează prin variații mari ale cantităților lunare de precipitații. Apar tot două maxime și două minime. Maximul principal, foarte puternic, se produce în iunie iar un al doilea maxim, mult mai slab, apare în octombrie-noiembrie. Toamna este destul de umedă, în general. Minimele apar în februarie (cel principal) și în septembrie-octombrie.

Cantitatea medie lunară de precipitații (mm)
perioada 1896-1915;1921-1965.

Stația	I	II	III	IV	V	VI
București	32,0	26,0	31,0	41,5	66,7	92,4
Băneasa	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	65,7	47,2	39,3	37,0	42,1	32,8

Tipul V este caracterizat prin variații foarte mari ale sumelor lunare ale precipitațiilor cu apariția a mai multe maxime și minime. Se manifestă pe culmile muntoase înalte unde apare o creștere mare a precipitațiilor spre sfârșitul iernii, când se înregistrează și maximul principal. După aceea precipitațiile scad devenind minime în mai și cresc din nou pentru a ajunge la un al. maxim în iunie, când convecția termică este foarte intensă. Spre sfârșitul verii precipitațiile scad foarte mult, înregistrându-se minimul principal. În octombrie, precipitațiile devin mai bogate și apoi scad iarăși în noiembrie, când se realizează inversiuni termice frecvente.

Cantitatea medie lunară de precipitații (mm)
perioada 1896-1915;1921-1965.

Stația	I	II	III	IV	V	VI
Vârful Omul	102,9	152,8	133,3	96,0	98,5	170,9
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	142,5	106,5	55,1	83,5	67,8	95,7

Aceste tipuri reflectă o tendință generală către un anumit mod de variație a precipitațiilor în decursul anu-

lui, tendință pusă în evidență de valoarea mediilor lunare ale cantității de precipitații calculate pe un șir îndelungat de ani. În realitate, se întâmplă ca de la an la an, cantitatea lunară de precipitații să varieze foarte mult și uneori, în luni cu precipitații reduse de obicei, cad cantități excepționale sau chiar în lunile obisnuit ploioase cad, în unii ani, cantități care depășesc cu mult valoarea medie. Așa, de exemplu, în Cîmpia Olteniei, unde media lunii iunie este mult sub 100mm, în anul 1940 au căzut 581,7mm la Gruiș și 496,3mm la Ciupercești. În Piemontul Getic și în Subcarpați au căzut 434,1mm la Govora în iunie 1940; 472,9mm la Cătănești-Deal în iunie 1897. Cantități lunare mari au fost înregistrate și în Cîmpia de Vest, precum și în Podișul Transilvaniei: la Ineu, în iunie 1926, au căzut 593,8mm, la Timișoara au căzut 375mm în iunie 1884 iar la Alud s-au înregistrat 457,2mm în iunie 1944. Și în partea centrală și estică a Cîmpiei Române au căzut ~~mari~~ cantități lunare mari: la București-Filaret, în iunie 1897, au fost înregistrate precipitații în sumă de 297,9mm iar la Slobozia, în iunie același an, au căzut 289,4mm.

Peste tot aceste cantități mari de precipitații s-au datorat mai ales ploilor intense de convecție, care s-au produs în lunile respective, asociate și cu activitatea frontală. Convecția termică provoacă producerea unor precipitații abundente și în regiunile montane. De exemplu, la Vîrful Omul, în iunie 1948, au căzut 419,6mm.

Și în partea nordică a țării, în Maramureș și nordul Moldovei, s-au înregistrat în unele luni cantități foarte mari de precipitații, care au fost provocate însă îndeosebi de activitatea frontală legată de dezvoltarea și deplasarea ciclonilor din Europa Centrală. În Maramureș, la Poieni-le de sub Munte, în iulie 1910, au căzut 378mm iar în nordul Moldovei, la Hănteshti, au căzut, în iulie 1949, 401,2mm.

Dar nu numai în lunile cele mai ploioase au căzut cantități mari de precipitații. S-a întâmplat, adesea, ca în

lui, tendință pusă în evidență de valoarea mediilor lunare ale cantității de precipitații calculate pe un șir îndelungat de ani. În realitate, se întâmplă ca de la an la an, cantitatea lunară de precipitații să varieze foarte mult și uneori, în luni cu precipitații reduse de obicei, cad cantități excepționale sau chiar în lunile obişnuit ploioase cad, în unii ani, cantități care depășesc cu mult valoarea medie. Aşa, de exemplu, în Cîmpia Olteniei, unde media lunii iunie este mult sub 100mm, în anul 1940 au căzut 581,7mm la Grui şi 496,3mm la Ciuperceni. În Piemontul Getic şi în Subcarpați au căzut 434,1mm la Govora în iunie 1940; 472,9mm la Cătăeni-Deal în iunie 1897. Cantități lunare mari au fost înregistrate şi în Cîmpia de Vest, precum şi în Podişul Transilvaniei: la Ineu, în iunie 1926, au căzut 551,8mm, la Timişoara au căzut 375mm în iunie 1884 iar la Aina s-au înregistrat 457,2mm în iunie 1944. Şi în partea centrală şi estică a Cîmpiei Române au căzut ~~mari~~ cantități lunare mari: la Bucureşti-Filaret, în iunie 1897, au fost înregistrate precipitații în sumă de 297,9mm iar la Slobozia, în iunie acelaşi an, au căzut 289,4mm.

Peste tot aceste cantități mari de precipitații s-au datorat mai ales ploilor intense de convecție, care s-au produs în lunile respective, asociate şi cu activitatea frontală. Convecția termică provoacă producerea unor precipitații abundente şi în regiunile montane. De exemplu, la Vîrful Omul, în iunie 1948, au căzut 419,6mm.

Şi în partea nordică a țării, în Maramureş şi nordul Moldovei, s-au înregistrat în unele luni cantități foarte mari de precipitații, care au fost provocate însă îndeosebi de activitatea frontală legată de dezvoltarea şi deplasarea ciclonilor din Europa Centrală. În Maramureş, la Poieni-le de sub Munte, în iulie 1910, au căzut 378mm iar în nordul Moldovei, la Hăntușesti, au căzut, în iulie 1949, 401,2mm.

Dar nu numai în lunile cele mai ploioase au căzut cantități mari de precipitații. S-a întâmplat, adesea, ca în

lunile care în medie au minimum de precipitații, în unii ani să se producă precipitații foarte abundente, datorită unor particularități ale situației sinoptice. Așa, de exemplu, în Cîmpia Olteniei și în Podigul Mehedinți, unde în februarie și septembrie se înregistrează valori medii minime, au căzut, în unii ani, mari cantități de precipitații tocmai în aceste luni. La Calafat, în septembrie 1915, au căzut 213,1mm iar în februarie 1954 au căzut 144,1mm; la Balta, în septembrie 1911, s-au înregistrat 246mm iar în ianuarie 1945 241,7mm și în februarie 1900 s-au înregistrat 212,6mm. În Podigul Getic și în Subcarpații Olteniei s-au înregistrat 287,6mm în septembrie 1912 și 233mm în ianuarie 1915 la Peșceana-Cueni iar la Govora 275mm în septembrie 1912 și 149mm în ianuarie 1935. În Cîmpia de Vest, precipitațiile au ajuns la 120mm în septembrie 1910 și la 113mm în februarie 1904 la Timișoara. În Podigul Transilvaniei s-au înregistrat 256,4mm în septembrie 1912 la Mediaș și 146,8mm în februarie 1932 la Tîrgu Mureș. În Cîmpia Română precipitațiile au ajuns la 169,3mm la Ghimpați, în septembrie 1913 și la 121,1mm la București-Filaret în februarie 1954. În Maramureș, la Poienile de sub Munte au căzut 248,1mm în februarie 1897 iar în nordul Moldovei, la Trușești, au căzut 124,3mm în februarie 1953.

Cantitățile acestea mari de precipitații căzute în lunile care de obicei sînt cele mai lipsite de precipitații se datoresc activității ciclonice, ca urmare a depresiunilor barice din Mediterana care înaintează peste Cîmpia Panonică sau a celor din Marea Neagră care afectează sud-estul țării ori a celor din nordul Atlanticului și din Baltica ce afectează nordul țării.

Dacă în unii ani au căzut cantități excepțional de mari în lunile cele mai ploioase și chiar în cele mai uscate, au fost și ani în care s-au înregistrat unele luni în care nu au căzut de loc precipitații sau au căzut foarte

puține. Lunile lipsite complet de precipitații s-au înregistrat mai frecvent la sfârșitul verii și începutul toamnei (în august-septembrie) dar ele apar și iarna sau primăvara.

În luna iunie s-a întâmplat rareori să nu cadă de loc precipitații la vreo stație, așa cum a fost cazul cu Bîra din Podișul Moldovei în anul 1950, Cogealac din Dobrogea tot în 1950, Mihail Kogălniceanu în anii 1927 și 1946, Cobașin în 1937, Suhuia din Cîmpia Română în 1934, Rasta în 1935. În sudul Moldovei la Mălugteni nu au căzut precipitații în iunie 1937 iar la Cîrja în 1935. Chiar și în regiunea montană, la Lucăcești, nu au căzut precipitații în iunie 1937.

În multe alte stații în luna iunie s-au înregistrat doar cîțiva milimetri de precipitații, ca de exemplu la Timișoara în 1908, cînd au căzut doar 8mm, la Tîrgu Jiu în anul 1938 doar 2mm, la Craiova numai 2,4mm în 1930, la Pogoanele-Cueni, în 1904, 2,1mm, la Strihareț în 1937 0,6mm, la Dagîța în 1927 3mm, la Hudești în 1924 3mm, la Sulina în 1946 0,7mm.

Din aceste date se poate vedea că în decursul anului precipitațiile prezintă importante variații și că există unele luni care în mod obișnuit se caracterizează prin cantități mari de precipitații iar altele prin cantități reduse. De la un an la altul însă apar numeroase excepții de la tendința generală încît luni de obicei ploioase ajung uneori să fie lipsite complet de precipitații sau să înregistreze cantități foarte mici, în timp ce în lunile de obicei uscate cad, uneori, cantități foarte mari de precipitații.

Se mai poate observa însă că de la o regiune la alta a țării, variabilitatea aceasta a cantității de precipitații este diferită; sînt regiuni în care de la o lună la alta și de la un an la altul cantitățile de precipitații variază foarte mult dar sînt și regiuni în care aceste variații se mențin în limite mai restrînse. Apare și din acest punct de vedere o diferențiere a regimului anual al precipitațiilor.

pitațiilor pe teritoriul țării noastre, ca urmare a factorilor dinamici și ai celor geografici locali. Prin urmare, însăși variațiile în timp ale precipitațiilor se fac diferit de la o regiune la alta, punând în evidență astfel importante variații în spațiu.

Și alte caracteristici ale variației în timp ale precipitațiilor prezintă o diferențiere în spațiu. Așa este, de exemplu, frecvența zilelor cu precipitații. Precipitațiile prezintă mari discontinuități și se întâmplă ca, uneori, să cadă precipitații multe zile în șir, în timp ce, alteori, zeci de zile la rând nu se produc precipitații deloc în anumite regiuni.

În general, se constată, în medie, o variație în decursul anului a numărului de zile cu precipitații căzute într-o lună. În linii mari, variația numărului de zile cu precipitații din fiecare lună are un mers asemănător cu cel al variației cantităților lunare de precipitații. Astfel, la Timișoara numărul mediu al zilelor cu precipitații înregistrează un minimum în februarie (cu 10,3 zile) și crește ajungând în mai la 12,4 zile și în iunie la 12,2 zile. Spre sfârșitul verii scade la 8,1 zile în septembrie și crește apoi la 12,3 zile în decembrie. Această variație este caracteristică pentru toată Cîmpia de Vest.

La Alba Iulia, variațiile sînt mai mari, ca și cele ale cantităților medii lunare: în februarie 7,4 zile cu precipitații, în mai 13,8 zile, în iunie 13,6 zile, scad apoi la 7,9 zile în septembrie și cresc în decembrie la 9 zile. Asemenea variații sînt caracteristice, în general, pentru toată Transilvania, Maramureș și nordul Moldovei.

La Turnu Severin, numărul mediu de zile cu precipitații este minim în martie cu 8,6 zile, crește la 11 zile în mai și scade la 5,4 zile în august, pentru a crește iarăși la 10,7 zile în decembrie.

La București se înregistrează, în medie, 8,9 zile cu precipitații în februarie și martie, 17,2 zile în iulie,

scade la 6,4 în septembrie și ajunge la 10,2 în decembrie. Asemenea variații se întâlnesc în Cîmpia Română și în sudul Moldovei.

Se constată că, în general, numărul zilelor cu precipitații ajunge maxim în iunie, când și nebulozitatea înregistrată un maxim, ca urmare a convecției termice foarte intense. După aceea, numărul zilelor cu precipitații scade ajungând la un minim principal în septembrie, ca urmare a scăderii convecției și a predominării stărilor anticiclonale. Activitatea frontală, legată de depresiunile călătoare, și apoi și inversiunile termice determină creșterea nebulozității și a numărului de zile cu precipitații, care atinge un maxim secundar în decembrie. În timpul iernii, extinderea ariilor anticiclonale siberiene și atlantice, care trimit dorsale pînă pe teritoriul țării noastre, duce la scăderea numărului de zile cu precipitații care marchează un maxim secundar în februarie.

Bineînțeles că, de la un an la altul, apar variații destul de mari ale numărului zilelor cu precipitații din fiecare lună, ca urmare a particularităților pe care le ia cîmpul baric european și dinamica maselor de aer și a fronturilor atmosferice.

De remarcat că, în general, numărul cel mai mare de zile cu precipitații, ca și cea mai mare cantitate lunară de precipitații, se produc în lunile mai - iunie când vegetația este în plină dezvoltare avînd nevoie de cantități sporite de apă.

O altă caracteristică a regimului anual al precipitațiilor de pe teritoriul țării noastre, o constituie apariția perioadelor de secetă. Ca perioade de secetă meteorologică se consideră acele perioade de timp în care nu au căzut deloc precipitații cel puțin 10 zile consecutive în lunile aprilie - septembrie și cel puțin 14 zile consecutive în lunile octombrie - martie.

Aplicarea acestui criteriu a lui Hellmann pentru stabilirea apariției și frecvenței perioadelor de secetă necesită utilizarea datelor diurne rezultate din observațiile pluviometrice. Pentru un număr mare de ani și de stații meteorologice aplicarea acestei metode necesită un foarte mare volum de muncă.

Printr-o anumită generalizare și simplificare, tot după Hellmann, se califică pluviometric lunile prin cantitatea lunară de precipitații raportată la valoarea lunară medie plurianuală. În acest caz lunile sunt calificate după cum urmează:

- puțin mai secetoase când suma lunară este	mai mică cu	11-20%
- secetoase	"	21-30%
- foarte secetoase	"	31-50%
- excesiv de secetoase	"	peste 50%

Menționăm că un asemenea calificativ nu reflectă în mod real frecvența și durata perioadelor de secetă, căci apar cazuri frecvente când o singură ploaie torențială, dintr-o lună, dă o cantitate de apă egală cu media lunară și apoi în restul lunii nu mai cade nici o picătură de ploaie. În funcție de criteriul amintit mai sus, luna respectivă va fi calificată ca normal de ploioasă dar în realitate ea poate prezenta o lungă perioadă de secetă.

Aplicând acest criteriu, N. Topor a analizat caracterul pluviometric al perioadei 1881-1960 calificând fiecare lună în parte. El a ajuns la concluzia că în această perioadă au fost secetoase 44,1% din lunile de iarnă, 45,7% din lunile de primăvară, 39,4% din lunile de vară și 45,2% din lunile de toamnă. În ansamblu, lunile secetoase au depășit ca număr pe cele normale cu 23% și pe cele ploioase cu 8%. (Din cele 972 luni analizate, 424 au fost secetoase, 347 au fost ploioase primind cantități de precipitații mai mari ca media multianuală și numai 201 au fost normale).

Din aceste date rezultă că în mulți ani cantitățile lunare de precipitații sînt mai mici decît valoarea medie. Lunile secetoase sînt mai frecvente primăvara, toamna și iarna. În timpul verii lunile secetoase sînt mai puțin frecvente. Dar să nu uităm că în lunile de vară se produc ploile torențiale care dau cantități mari de apă într-un timp scurt înalt, uneori, o singură ploaie poate egala media lunară. Deci este posibil ca în lunile de vară să se producă perioade lungi de secetă care să nu poată fi evidențiate prin această metodă. Așa este, de exemplu, cazul lunii august din anul 1949 cînd a căzut o singură ploaie care a dat peste 80mm în decurs de 48 ore în Cîmpia Română. În felul acesta, media lunară a fost depășită cu peste 80% atrăgînd calificativul de lună excesiv de ploioasă. În realitate, culturile de porumb au fost compromise, deoarece în tot restul lunii nu a mai plouat deloc.

Pentru o mai bună caracterizare pluviometrică și pentru stabilirea frecvenței reale a secetelor, N. Topor a propus utilizarea indicelui pluviometric după formula $R_z = z \cdot RR$ în care R_z este indicele pluviometric; z este numărul de zile cu precipitații egale sau mai mari cu 0,1mm iar RR este cantitatea totală de precipitații.

În felul acesta se ține seama și de repartitia în decursul lunii a precipitațiilor, nu numai de cantitatea totală.

După această metodă, N. Topor a analizat lunile martie-octombrie din perioada 1881-1960. El a constatat că luna martie este secetoasă în 37,8 - 53,6% din cazuri, fiind mai puțin secetoasă în Banat și Oltenia și mai secetoasă în Moldova. Luna aprilie a fost secetoasă în 20,7 - 37,8% din cazuri, dovedindu-se mai secetoasă în Dobrogea. Luna mai a fost mai puțin secetoasă în partea centrală a Cîmpiei Române unde a obținut acest calificativ doar în 12,2% din cazuri și a ajuns la 30,5% cazuri de secetă în Dobrogea. Luna iunie a fost secetoasă doar în 7,3% cazuri în Transilvania și în

20,7% din cazuri în Dobrogea. Luna iulie a fost ceva mai secetoasă, ajungând în această stare în 10,5% din cazuri în Transilvania și la 42,7% din cazuri în Dobrogea. August a ajuns la 19,5% din cazuri în Transilvania și la 64,6% din cazuri să fie secetoasă în Dobrogea. În septembrie a crescut frecvența secetelor și în Transilvania, ajungând la 37,8% din cazuri, în schimb frecvența a mai scăzut puțin în Dobrogea, reducându-se la 62,2% din cazuri. Octombrie a fost secetos în 30,5% din cazuri în Transilvania și în 43,9% din cazuri în Moldova.

Din analiza acestor date, rezultă că în decursul anului apar perioade de secetă numeroase care duc și la scăderea cantității lunare de precipitații. În felul acesta se manifestă frecvent ca fiind secetoase lunile martie-aprilie și septembrie-octombrie. Însăși luna august apare puternic secetoasă iar în Dobrogea chiar foarte secetoasă. Dintre lunile sezonului cald, cea mai puțin secetoasă este luna iunie urmată apoi de lunile iulie și mai.

Deci mersul anual al precipitațiilor în țara noastră este caracterizat și prin frecvența perioadelor de secetă care apar mai des primăvara și la începutul toamnei. Din punct de vedere agricol, aceste secete de primăvară și toamnă nu prezintă un pericol prea mare căci primăvara, de obicei, solul are o bună rezervă de apă provenită din topirea zăpezii iar toamna plantele își încheie deja ciclul de dezvoltare. Totuși, apar destul de frecvente perioade secetoase și în lunile mai-august, când culturile sînt în plină dezvoltare și pot fi astfel compromise. De aici necesitatea măsurilor menite să combată urmările secetelor și în primul rînd dezvoltarea sistemelor de irigații, cărora li se acordă o mare atenție în etapa actuală.

De obicei, majoritatea perioadelor secetoase sînt cauzate de influența anticiclurilor. Anticiclul azoric provoacă producerea secetelor în țara noastră îndeosebi în

în lunile iunie-august și mai puțin primăvara sau toamna. El poate provoca asemenea secete trimițând o dorsală peste Europa Centrală și peste țara noastră, trimițând o dorsală peste Mediterana sau retrăgându-se de pe continent și lăsând țara noastră sub influența periferiei sudice a ariei ciclonale din nordul Europei încît la noi vin mase de aer tropical dinspre sud și sud-vest.

Același efect îl poate avea și apariția unui cîmp anticiclonal care se extinde din vestul Europei pînă deasupra țării noastre. Un asemenea cîmp poate apare ca urmare a prelungirii unei dorsale a anticiclonului azoric, a celui groenlandez sau a unui anticiclon scandinav. El provoacă apariția perioadelor secetoase mai frecvent în lunile septembrie-octombrie și martie și mult mai rar în lunile de vară.

Perioadele de secetă apar și în cazul în care țara noastră se află sub influența unui cîmp anticiclonal din estul Europei care apare, de obicei, ca o dorsală a anticiclonului siberian. O asemenea situație apare mai ales iarna dar și primăvara sau toamna cînd provoacă perioade de secetă, îndeosebi în estul și sudul țării.

Uneori, țara noastră se găsește sub influența brifului anticiclonal rezultat din unirea dorsalelor anticiclonilor siberian și azoric. O asemenea configurație a cîmpului baric este mai frecventă iarna dar apare și în restul anului provocînd secete primăvara, toamna și rareori vara.

Cîteodată, asupra țării noastre se extinde anticiclonul nord-african, care provoacă secete mai ales primăvara și toamna.

Se întîmplă însă ca, uneori, perioadele secetoase să fie provocate nu de stări anticiclonale, ci de stări ciclonale. Așa este cazul unor cicloni veniți dinspre nordul Africei și care aduc mase de aer uscat.

Secetele se pot produce și în cazul presiunii atmosferice normale, dacă masa de aer de deasupra țării noastre

este stabilă.

Aşa cum apariţia perioadelor secetoase constituie o caracteristică a regimului anual al precipitaţiilor din ţara noastră, o altă caracteristică o constituie apariţia perioadelor ploioase (fie că este vorba de precipitaţii sub formă de ploaie sau sub formă de ninsoare).

Utilizând aceiaşi indice pluviometric R_z , H. Topor a stabilit frecvenţa perioadelor ploioase pe luni pentru aceeaşi perioadă 1881-1960. El a constatat că luna martie a fost ploioasă în 1,1% din cazuri în Moldova, în 6,1% din cazuri în Dobrogea şi Muntenia şi în 12,2% din cazuri în Transilvania. Luna aprilie a fost ploioasă în 7,3% din cazuri în Dobrogea şi Moldova şi în 17,1% din cazuri în Transilvania. Mai a fost mai ploios ajungînd 9,6% în Dobrogea şi 23% din cazuri în Transilvania. Iunie atinge maximum cu 12,2% cazuri în Dobrogea şi 39% în Transilvania. Iulie a fost ploios doar în 7,3% din cazuri în Dobrogea şi în 23,2% cazuri în Muntenia. Luna august a fost ploioasă în 6,1% cazuri în Dobrogea şi în 13,4% cazuri în Transilvania. Septembrie a fost ploios în 6% cazuri în Muntenia şi în 13,8% cazuri în Banat şi Oltenia iar octombrie a fost ploios în 7,3% cazuri în Moldova şi în 14,6% cazuri în Banat şi Oltenia.

Se constată că perioadele ploioase sînt, de obicei, mult mai rare decît perioadele secetoase sau cu precipitaţii normale. Ele sînt determinate de influenţele ariilor ciclonale asupra teritoriului ţării noastre. Asemenea situaţii sînt cauzate de ciclonii mediteranieni care se deplasează spre est şi nord-est afectînd şi teritoriul României. Aceşti cicloni produc perioade cu precipitaţii bogate îndeosebi iarna, primăvara şi rareori vara.

În lunile de primăvară şi la începutul verii, perioadele ploioase pot fi determinate de influenţele unor cicloni care vin de pe Oceanul Atlantic şi trec cu centrul lor prin nordul ţării noastre. În lunile mai, august precipitaţii boga-

te sînt provocate, adesea, de cicloni care vin dinspre nord-vest, dinspre Atlanticul Nordic.

Cele mai puternice precipitații sînt determinate de extinderea și la noi a zonei depresionare care traversează Europa de la nord la sud, dinspre Scandinavia spre Mediterana.

Uneori, se extinde pînă la noi ciclonul arabic care atrage mase de aer atlantic împinse de anticiclonul azoric favorizînd astfel formarea averselor însoțite de furtuni.

În timpul perioadelor ploioase și uneori în perioadele cu precipitații normale sau chiar în perioade de secetă, se produc pe teritoriul țării noastre unele precipitații cu intensitate deosebit de mare sau cad cantități deosebit de mari în decurs de 24 ore. Astfel, la Letea, în Delta Dunării, în decurs de 24 ore, în zilele de 29-30 august 1924, au căzut 690,6mm ceea ce reprezintă 178% față de cantitatea medie anuală. La Ciuperceni, în 26 iunie 1925, au căzut 349mm precipitații; la Negru Vodă, în 17 august 1900, au fost înregistrate cantitatea de 320mm. Cantități mari au fost înregistrate și la alte stații. Astfel, la Sulina au mai fost colectate 219,2mm, la Avrămești, în Podișul Moldovei, au căzut 204mm, la Calafat 194mm, la Alexandria 144mm, la Hîntești în Podișul Sucevei, 143mm, la București 136,6mm, la Vîrful Omul 115mm, la Constanța 112,3mm, la Iași 110,9mm, la Tîrgu Ocna 110mm, etc. În toate aceste cazuri, ca și în numeroase altele, cantitatea de precipitații căzută în 24 ore a depășit cu mult media lunii în care s-au produs.

Între ploile cu intensitatea cea mai mare se înscrie cea de la Curtea de Argeș din 7 iulie 1889 care a dat 204,6mm în 20 minute (10,2mm/minut), cea de la Tecuci din 19 iunie 1906 care a dat 99mm apă în 14 minute (7,1mm/minut) și altele.

Unele plăi, chiar dacă nu au avut o intensitate așa de mare, au dat cantități mari de apă într-un timp relativ scurt. Așa este cazul cu ploaia de la Fîrcaga, de pe valea.

Bistriței, care a dat 200mm apă în 2 ore, ploaia de la Călaru (Oltenia) care a dat 145,7mm în 30 minute, etc.

Se constată că asemenea precipitații extrem de abundente se produc în sezonul cald și ele sînt cauzate nu numai de procesele frontale, ci și de convecția termică. De obicei, asemenea ploi au efecte dăunătoare căci apa nu are timp să se infiltreze, ci se scurge superficial provocînd eroziunea solului. În asemenea condiții apele torențiale exercită o intensă eroziune liniară, transport aluvionare iar riurile prezintă viituri și chiar inundații păgubitoare. Pentru asigurarea rezervei de apă a solului sînt importante ploile cu intensitate slabă dar de lungă durată, care permit infiltrarea în sol a unor mari cantități de apă, în timp ce scurgerea superficială este redusă.

O altă trăsătură importantă a mersului anual al precipitațiilor o constituie faptul că în perioada rece a anului acestea cad sub formă de ninsoare. Aceasta se întîmplă atunci cînd stratul de aer situat între sol și baza norilor are temperaturi sub 0° . Din analiza regimului termic am constatat că temperaturi sub 0° se produc din toamnă pînă în primăvară într-o perioadă cu atît mai lungă cu cît altitudinea locului este mai mare, în cît pe culmile montane înalte asemenea temperaturi se pot înregistra și în timpul verii. În mod corespunzător, se constată că și durata intervalului în care se produc ninsori este mai mare cu cît altitudinea este mai mare.

De aceea în regiunile de cîmpie și dealuri din sudul țării, ca și în Cîmpia de Vest, data medie a căderii primei zăpezi se înscrie în prima decadă a lunii decembrie. În Moldova, Transilvania și partea nordică a Cîmpiei de Vest această dată se încadrează în ultima decadă a lunii noiembrie, iar în nordul Moldovei și în Maramureș, chiar în a doua decadă a lui noiembrie. Pe măsura creșterii altitudinii, ninsorile se produc tot mai de timpuriu ajungînd să se men-

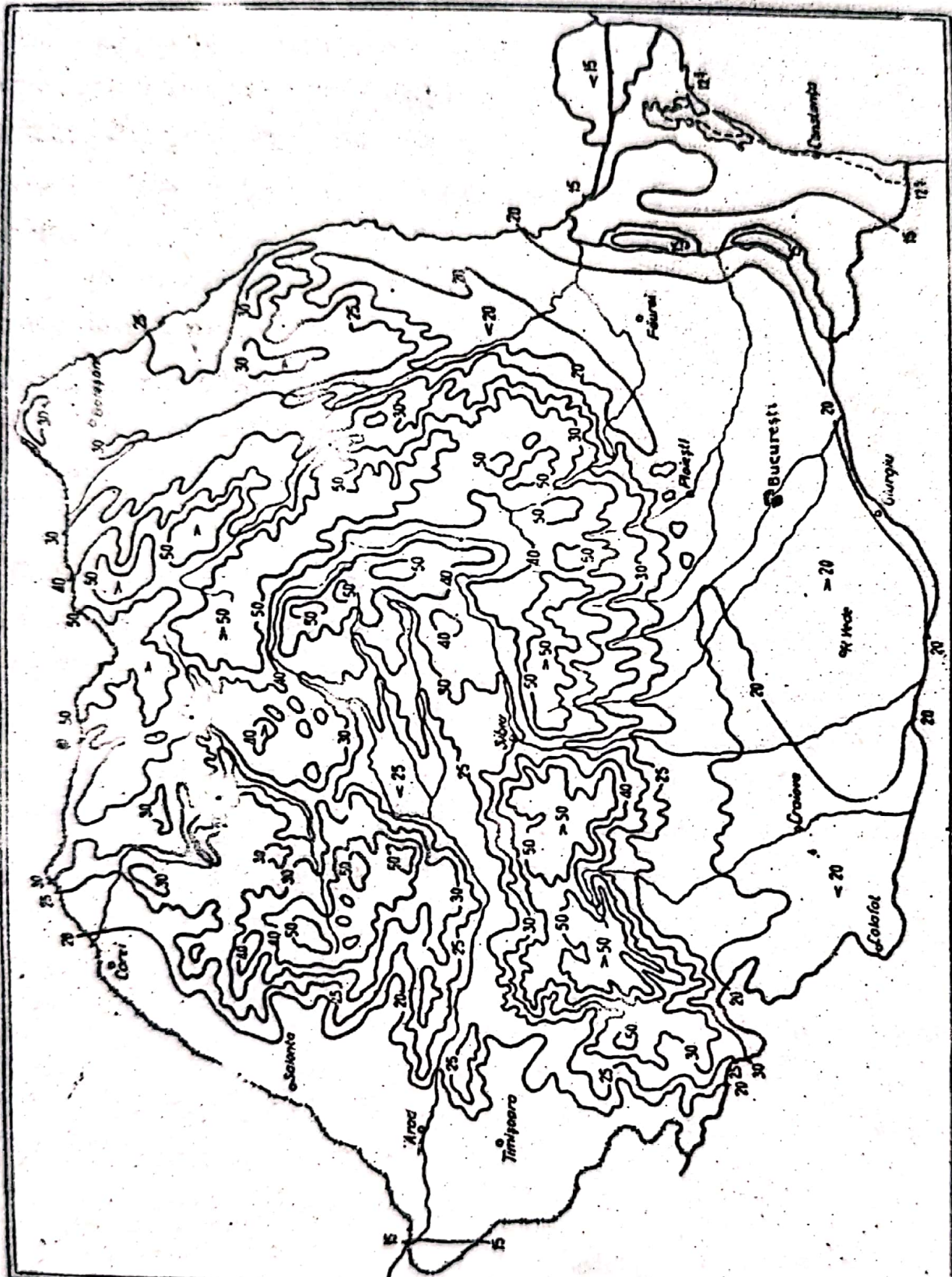
feste chiar și în timpul verii.

Ultima ninsoare se produce, în regiunile joase, în luna martie. Data medie a ultimei ninsori se înscrie în prima decadă a lunii martie în sud-estul țării, în a doua decadă a lunii martie în estul Cîmpiei Române, sudul Moldovei, Cîmpia de Vest și în a treia decadă a lui martie în Transilvania și în jumătatea nordică a Moldovei.

În funcție de aceste date medii, se poate calcula durata medie anuală a perioadei în care se pot produce ninsorile. Astfel, în Oltenia această perioadă are o durată medie de 85 - 95 zile din cauza pătrunderii maselor de aer mai cald care restrâng intervalul cu temperaturi negative. În regiunea litorală, datorită influenței marine, și la poalele Carpaților de la Curbură, din cauza efectului de foehn, această perioadă durează doar 95 - 100 zile. În restul Cîmpiei Române și în Cîmpia de Vest durata perioadei cu ninsori crește la 100 - 110 zile iar în Transilvania și Moldova la peste 115 zile ajungînd pînă la 135 zile în nordul Moldovei și Maramureș. Pe culmile muntoase durata acestui interval crește ajungînd la 365 zile la altitudinile de peste 2000m.

În realitate, de la un an la altul, data primei și ultimei ninsori variază foarte mult încît și durata intervalului cu ninsori este foarte variabilă. În unii ani, prima ninsoare s-a produs în a doua jumătate a lunii octombrie chiar în regiunile din sudul țării iar în nord spre începutul lui octombrie sau la sfîrșitul lui septembrie. În alți ani însă, prima ninsoare s-a produs abia în ianuarie.

La fel de mult variază și data ultimei ninsori, care s-a produs, uneori, în a doua jumătate a lunii aprilie în sudul țării și la începutul lui mai, în nord. Sînt destul de frecvente cazurile cînd o ninsoare tîrzie se produce după o perioadă călduroasă care a permis dezvoltarea vegetației încît zăpada surprinde pomii înfloriți, așa cum s-a întîmplat în Moldova în anul 1956. Asemenea ninsori nu provoacă stricăciuni mari dacă nu sînt însoțite de scăderi accentuate



- 114 bis -

ale temperaturii.

În perioada dintre prima și ultima ninsoare nu ninge în toate zilele ei, de obicei, într-un număr redus de zile, căci nu cad precipitații în fiecare zi. Pe de altă parte, se întâmplă adesea ca în această perioadă invaziile de aer cald să determine producerea precipitațiilor sub formă de ploaie.

Numărul cel mai mic de zile cu ninsoare se înregistrează pe litoralul Mării Negre, căci aici temperatura se menține mai ridicată datorită influenței marine. În Cîmpia Olteniei și în Cîmpia de Vest, sub influența activității ciclonilor mediteraneeni, ca și în regiunea de la Curbură, sub influența fenomenului de foehnizare, numărul mediu al zilelor cu ninsoare se menține între 15 și 20. În partea estică și centrală a Cîmpiei Române, sub influența pătrunderii aerului rece dinspre est și nord-est, numărul zilelor cu ninsoare crește pînă la 25. Nordul Moldovei, expus mai frecvent invaziilor de aer rece dinspre nord și est, înregistrează pînă la 35 zile cu ninsoare iar spre nordul Transilvaniei se ajunge pînă la 40 asemenea zile (fig. 27).

Zăpada provenită din ninsori se așterne pe sol menținându-se sub forma unui strat de zăpadă numai în cazul în care temperatura solului și a aerului este negativă, căci altfel zăpada se topește. De aceea se întâmplă foarte des ca prima și ultima ninsoare sau chiar unele ninsori din timpul iernii să nu se soldeze cu formarea unui strat de zăpadă persistent. Așa se face că, de obicei, data cînd se formează primul strat de zăpadă este mai tîrzie cu cca. 10-15 zile decît data primei ninsori.

În regiunea litoralului Mării Negre, în sud-estul țării și în Cîmpia de Vest primul strat de zăpadă apare, în medie, în a doua decadă a lunii decembrie iar în Cîmpia Română și în partea vestică a Transilvaniei, în prima decadă a lui decembrie. În nord-estul țării primul strat de zăpadă se formează, în medie, în ultima decadă a lunii noiembrie.

De la an la an, data formării primului strat de zăpadă poate varia foarte mult. Primul strat de zăpadă se poate topi și noile ninsori duc la formarea unor noi straturi de zăpadă.

Ultimul strat de zăpadă poate supraviețui cu multe zile ultimei ninsori. În anii în care stratul de zăpadă are o grosime mare și când primăvara este friguroasă stratul de zăpadă se poate menține până târziu. Uneori, și ultima ninsoare poate forma un strat de zăpadă care însă se topește destul de repede, în cele mai multe cazuri.

Ultimul strat de zăpadă se menține până spre sfârșitul lui februarie în sud-vestul țării și pe litoral, până în prima decadă a lui martie în Cîmpia Română, până în a doua decadă a lui martie în Moldova și Transilvania și până în ultima decadă a acestei luni în Maramureș. În regiunile montane, pe măsură ce crește altitudinea, stratul de zăpadă se menține tot mai târziu până în mai-iunie.

Dat fiind faptul că nu orice ninsoare se soldează cu formarea unui strat de zăpadă și că stratul format se poate topi curînd, se întîmplă uneori ca durata efectivă de existență a stratului de zăpadă să fie mică. Astfel, în regiunea litoralului, durata existenței stratului de zăpadă este, în medie, de 22 - 30 zile, în Cîmpia de Vest 30 - 40 zile, în Cîmpia Română 35 - 50 zile, în nordul Moldovei și în Transilvania 40 - 65 zile iar în regiunile muntoase, la altitudinea de 1000 m. depășește deja 100 zile ajungînd la 218 zile la vîrfurile omul.

Cele mai multe zile cu strat de zăpadă se înregistrează, de obicei, în luna ianuarie, deoarece atunci temperaturile sînt mai scăzute favorizînd menținerea zăpezii.

Formarea și menținerea stratului de zăpadă au importante efecte de ordin geografic și de ordin practic economic. Stratul de zăpadă constituie un bun izolator care împiedică răcirea solului și împiedică înghețul profund al acestuia. Pe de altă parte, avînd un albedou mare (pînă la

90%), zăpada reflectă cea mai mare parte a radiației solare împiedecând astfel încălzirea ei și a aerului. Stratul de zăpadă provoacă, de obicei, neajunsuri în circulație înrăutățind starea drumurilor și blocându-le, uneori, pentru perioade de timp destul de îndelungat. Aceasta se întâmplă, de obicei, în cazurile în care stratul de zăpadă nu este uniform ci atinge grosimi foarte mari în unele locuri datorită troienirii.

Spre deosebire de ploi, în cazul ninsorilor vântul poate purta zăpada până la distanțe foarte mari, spulberînd-o din unele locuri, unde solul rămîne dezgolit, și trăienînd-o în alte locuri unde stratul de zăpadă poate atinge grosimi de mai mulți metri.

Fenomenul de viscol apare mai frecvent pe culmile și versanții munților unde vântul suflă mereu cu violență. Uneori, se produc viscole deosebit de puternice și în regiunile de dealuri și mai ales în cele de cîmpie.

Cel mai adesea, viscolele se produc atunci cînd activitatea ciclonică este deosebit de intensă în bazinul Mării Mediterane iar estul Europei este ocupat de o arie anticiclonală provenită din extinderea anticiclonului siberian sau a celui scandinav. Spre periferia acestor anticiclone aerul rece pătrunde mult spre sud, sud-vest chemat de aria ciclonală mediteraneeană și ajunge în contact cu aerul tropical-maritim. În felul acesta, în sud-estul Europei crește foarte mult gradientul baric orizontal și vîntul capătă viteze deosebit de mari. Între masa de aer rece pătrunsă la sol și masa de aer cald și umed din înălțime se crează o zonă frontală cu contraste termice foarte mari, determinînd ninsori foarte abundente. Zăpada este spulberată de vîntul violent și viscolul capătă intensitate foarte mare.

În asemenea condiții s-au declanșat viscolele din luna februarie a anului 1954 cînd au întrerupt circulația și pe șosele și pe căile ferate în tot cursul lunii în Bărăgan și în alte regiuni din estul și sudul țării.

În afară de variațiile în timp -diurne și anuale- pe teritoriul țării noastre, precipitațiile prezintă și variații spațiale puse în evidență atât prin cantitatea anuală cât și prin unele particularități ale regimului anual, care apar în diversele regiuni.

Desigur că o primă caracteristică a variațiilor spațiale ale precipitațiilor o constituie cantitatea anuală de precipitații care diferă de la un loc la altul, în funcție de influența unor factori locali și a altora de ordin mai general cum ar fi caracterul dinamicii atmosferice din Europa.

Analiza datelor înregistrate la stațiile meteorologice și la posturile pluviometrice duce la concluzia că pe teritoriul țării noastre cantitatea anuală de precipitații înregistrează variații atât pe verticală cât și pe orizontală. Cu cât stația este situată la o altitudine mai mare, cu atât mai mare este cantitatea de apă provenită din precipitații în decursul unui an.

Datele comparative ale unor stații situate la altitudini diferite pun în evidență destul de clar acest fapt. Unele din aceste stații sînt situate la distanțe orizontale mari și sigur că intervin și unele influențe ale variațiilor pe orizontală dar acestea sînt de mai mică importanță. Diferențele foarte mari sînt date aici de variația pe verticală a cantității de precipitații. Acest fapt este ilustrat foarte bine de datele de mai jos înregistrate la stații dispuse în așa fel încît să ofere profile din regiunile de cîmpie pînă pe crestele Carpaților.

Stația	Alt.	Cant. medie anuală de precipit. (1896-1915; 1921-1965)
Giurgiu	17m	553mm
Buc. Băneasa		554,3mm
Ploiești	164m	587,3mm

Cîmpina	436m	776mm
Sinaia	879m	819,5mm
Predeal	1093m	936mm
Vf.Omul	2509m	1305,5mm
Chisineu-Cris	94m	581,4mm
Vagcău	296m	762,9mm
Băița	431m	1002,9mm

În ambele profile se poate constata o creștere constantă a cantității anuale de precipitații, pe măsura creșterii altitudinii stațiilor. Deci apare evidentă variația cantitativă a precipitațiilor pe verticală.

Această variație se datorește faptului că relieful mai înalt pătrunde în stratele de aer mai umed și mai rece la nivelul plafonului de nori care dau aici precipitații mai frecvente și mai abundente. Pe de altă parte, relieful înalt silește masele de aer să se ridice în sus și de aici răcirea lor prin destindere adiabatică și intensificarea condensării și precipitării. Aceasta este cauza principală a acestor variații.

Variația pe verticală a cantității de precipitații este pusă în evidență și de mersul izohietelor anuale care circumscriu formele de relief înalt luând alura curbilor de nivel.

Această variație, alături de cea a temperaturii aerului, este atât de puternică încât ele determină, de fapt, etajarea pe verticală a unor condiții climatice diferite care se reflectă concret în etajarea vegetației și a tipurilor de sol, atât de distinctă pe teritoriul patriei noastre.

Cantitatea anuală de precipitații înregistrează importante variații și pe orizontală, puse în evidență de diferența netă dintre cantitatea de apă căzută la stații situate cam la aceeași altitudine dar în regiuni diferite. Variația aceasta pe orizontală apare ca urmare a influenței

circulației atmosferice și a factorilor geografici locali.

Mai întâi, se poate constata o mare diferență între partea situată la est și la sud de lanțul carpatic, față de partea cuprinsă în interiorul Carpaților și la vest de acești munți. Iată valori înregistrate la perechi de stații care au latitudini și altitudini apropiate dar sunt situate unele în vestul țării și altele în est.

Stația	Latit.	Altit.	Cantit. medie anuală (1896-1915; 1921-1965)
Baia Mare	47°40'N	194m	957,2mm
Botogani	47°44'N	160m	561,7mm
Oradea	47°03'N	136m	626,9mm
Iasi	47°10'N	104m	515,1mm
Timișoara	45°46'N	91m	622mm
Tecuci	45°49'N	57m	460,8mm

Aceste diferențe mari sunt determinate de particularitățile dinamicii atmosferice impuse de prezența lanțului muntos carpatic care constituie o stavilă puternică în calea maselor de aer. În timp ce în partea vestică și chiar în cea centrală pătrund frecvent și relativ ușurință masele de aer umed venite dinspre Atlantic, în partea de est și sud a țării pătrund îndeosebi masele de aer continental uscat venite dinspre nord-est, est și sud-est. În asemenea condiții este firesc ca partea estică și sudică a țării să fie mai puțin udată decât cea vestică și centrală.

Pe de altă parte, relieful montan, înălțat în calea maselor de aer atlantic, provoacă ridicarea acestora ducând la căderea unor precipitații abundente pe cîlna vestică a Carpaților, în timp ce pe cîlna estică masele de aer care au reușit să escaladeze lanțul muntos coboară și foehnizarea duce la o scădere simțitoare a precipitațiilor. Așa se face că pe versanții aceleiași culmi muntoase cad, la aceleași altitudini, precipitații în cantități diferite. Așa

se întâmplă în cazul Munților Apuseni și în cazul Carpaților Orientali. Pentru a ilustra această constatare dăm datele de mai jos.

Stația	Alt.	Cantit. medie anuală de precipit.
Băița	431m	1002,9mm
Turda	335m	551,5mm

Băița fiind situată în bazinul superior al Crișului Negru, pe versantul vestic al Munților Bihorului, este expusă direct în calea maselor de aer atlantic care, urcând rapid pentru a escalada zidul muntos, dau precipitații bogate. La Turda lucrurile se schimbă complet căci de data aceasta masele de aer, care și-au scuturat la urcuș bogăția umidității, coboară pe versantul estic al Munților Apuseni și, pe măsură ce coboară, se încălzesc și devin tot mai uscate.

La fel de puternică apare scăderea precipitațiilor și pe piemontul de la Curbura Carpaților Orientali unde coboară masele de aer vămuite de umiditate de două ori: odată la escaladarea Munților Apuseni și a doua oară la escaladarea Carpaților Orientali. De aceea la Panciu, la 269m altitudine se înregistrează doar 512mm anual.

Același fenomen de foehnizare a maselor de aer determină și scăderea precipitațiilor din cuprinsul depresiunilor intramontane sau chiar în văile mai adânci care străzesc în lung lanțul carpatic. Cităm câteva date care demonstrează scăderea precipitațiilor în depresiunile și văile carpatice.

Stația	Alt.	Cantit. medie de precipit. (1896-1915; 1921-1965)
Bistrița	358m	673,7mm
Vatra Dornei	800m	658,8mm
Țirgu Mureș	309m	622,5mm
Gheorghieni	815m	603 mm

Făgăraș	429m	673,7mm
Sf.Gheorghe	561m	568,4mm

În timp ce stațiile situate pe versantul vestic al Carpaților Orientali primesc cantități de precipitații relativ mari, stațiile situate în depresiunile din interiorul acestui lanț muntos primesc cantități mai mici de precipitații, cu toate că sînt situate la altitudini mult mai mari.

Și la Fărcașa, în valea Bistriței, deși altitudinea este de 560m, cantitatea de precipitații este doar de 511mm.

În afară de influența dinamicii atmosferice, a formei reliefului și a orientării lui față de direcția de deplasare a maselor de aer, intervin și alți factori locali care participă la determinarea variațiilor pe orizontală a cantității de precipitații în țara noastră. Unul din acești factori de mare importanță este prezența suprafeței acvatice a Mării Negre, a Deltei și a Luncii Dunării. Temperatura acestor ape se menține cu mult mai scăzută, vara, decât temperatura suprafeței solului din regiunile învecinate. În timp ce în regiunile de uscat se produce o convecție termică intensă, soldată cu formarea norilor care dau ploți puternice, deasupra suprafețelor acvatice, mai reci, circulația aerului se face descendent și nu se formează nori. Ba, mai mult, se destramă uneori și norii frontali sau cei de convecție formați pe uscatul din jur. Așa se face că în lungul litoralului, a Deltei și a Luncii Dunării, cantitățile de precipitații scad față de regiunile de uscat din jur.

Stația	Cantit. medie de precipit. (1896-1915; 1921-1965)
Mangalia	377,7mm
Constanța	387,8mm
Sulina	352 mm
Cetatea (pe Dunăre)	508,9mm
Bechet	489,7mm
Suhaia	487,2mm



Fig. 28. Precipitațiile atmosferice: repartiția cantităților medii anuale între anii 1896—1915 și 1921—1955
(după Monografia geografică a R.P.R., Geografia fizică).

Călărași	498,8mm
Fetești	414,3mm
Galați	427,9mm

Diferențierile spațiale, atât datorită variației pe verticală, cât și celei pe orizontală, sînt reflectate clar de harta care reprezintă izohietele corespunzătoare valorilor medii anuale ale precipitațiilor. (fig. 28)

Din această hartă rezultă că cele mai mici cantități de precipitații, sub 400mm, cad în Delta Dunării, în estul Dobrogei, în Lunca Dunării și într-un sector redus din sudul Moldovei. Între 400mm și 500mm anual primesc Bărăganul, sudul Moldovei, o parte din Cîmpia Moldovei și unele porțiuni din sudul Cîmpiei Olteniei. Între 500mm și 600mm primesc o mare parte din Cîmpia Olteniei, partea centrală a Cîmpiei Române, piemontul de la Curbură, Podișul Central Moldovenesc, partea vestică și nordică a Cîmpiei Moldovei, partea occidentală a Cîmpiei de Vest, Munții Dobrogei și o parte din vestul Podișului Transilvaniei. Între 600mm și 700mm se înregistrează în Piemontul Getic, Subcarpații Olteniei, o parte din Subcarpații Curburii, Podișul Sucevei, Podișul Transilvaniei, estul Cîmpiei de Vest și o parte din Piemonturile Vestice. Între 700mm și 800mm precipitații cad în Maramureș și în regiunile muntoase mai joase.

În regiunile muntoase cantitatea precipitațiilor crește cu altitudinea, în funcție de expoziția versanților, ajungînd la peste 1200mm în Munții Oaș-Gutâi-Tibles, în Munții Rodnei, Munții Maramureșului, Călimani, Harghita, Bucegi, Făgăraș, Parîng, Munții Cibinului, Căpăținei, Retezat, Godeanu, Tarcu, Semenic și Munții Apuseni.

Se apreciază că precipitațiile depășesc chiar 1400mm în Munții Rodnei, Munții Maramureșului, Făgăraș, Retezat și Vlădeasa. Spunem că aceste valori sînt apreciate căci nu provin din măsurători directe din lipsa stațiilor. Chiar la stațiile de munte existente se consideră că valoarea

precipitațiilor este mai mare decât cea înregistrată pentru că pluviometrele care au fost utilizate nu au colectat în mod corespunzător zăpada căzută căci o parte din aceasta a fost spulberată de vânt. Însă măsurătorile asupra scurgerii unor râuri de munte au permis să se calculeze că precipitațiile au putut ajunge la 1400mm și chiar mai mult.

Variațiile spațiale ale precipitațiilor, privite prin prisma cantității medii anuale, au o mare importanță căci, alături de regimul anual, ele determină o serie de trăsături ale peisajului geografic și exercită influențe asupra activității economice.

Se observă astfel o strânsă legătură între repartiția cantităților de precipitații și caracterele învelișului vegetal. Astfel, în Bărăgan și Dobrogea, unde precipitațiile se mențin sub 400mm, s-a dezvoltat vegetația de stepă iar în rest vegetația de silvostepă și de pădure. Desigur că defrișarea și destelenirea au schimbat aspectul natural al vegetației dar el se poate reconstitui.

Pe măsură ce crește cantitatea de precipitații, dar și în funcție de temperatură, componența pădurii trece de la quercete la făgete, apoi la conifere. Mai sus de 1600-1800mm, cu toată creșterea cantității de precipitații, pădurea nu mai rezistă din cauza scăderii temperaturii.

În funcție de cantitatea de precipitații și de tipul vegetației stă și răspândirea tipurilor de sol. Cantitățile reduse de precipitații, sub 600mm, nu permit levigarea intensă a sărurilor solubile și favorizează formarea cernozomurilor. Pe măsură ce crește însă cantitatea de precipitații, spălarea sărurilor și deplasarea argilei devin tot mai intense și apar solurile de pădure, până la cele podzolice.

Cantitatea de precipitații mai influențează scurgerea și debitul râurilor, alimentarea apelor subterane și a lacurilor. În regiunile cu precipitații reduse, apele de supra-

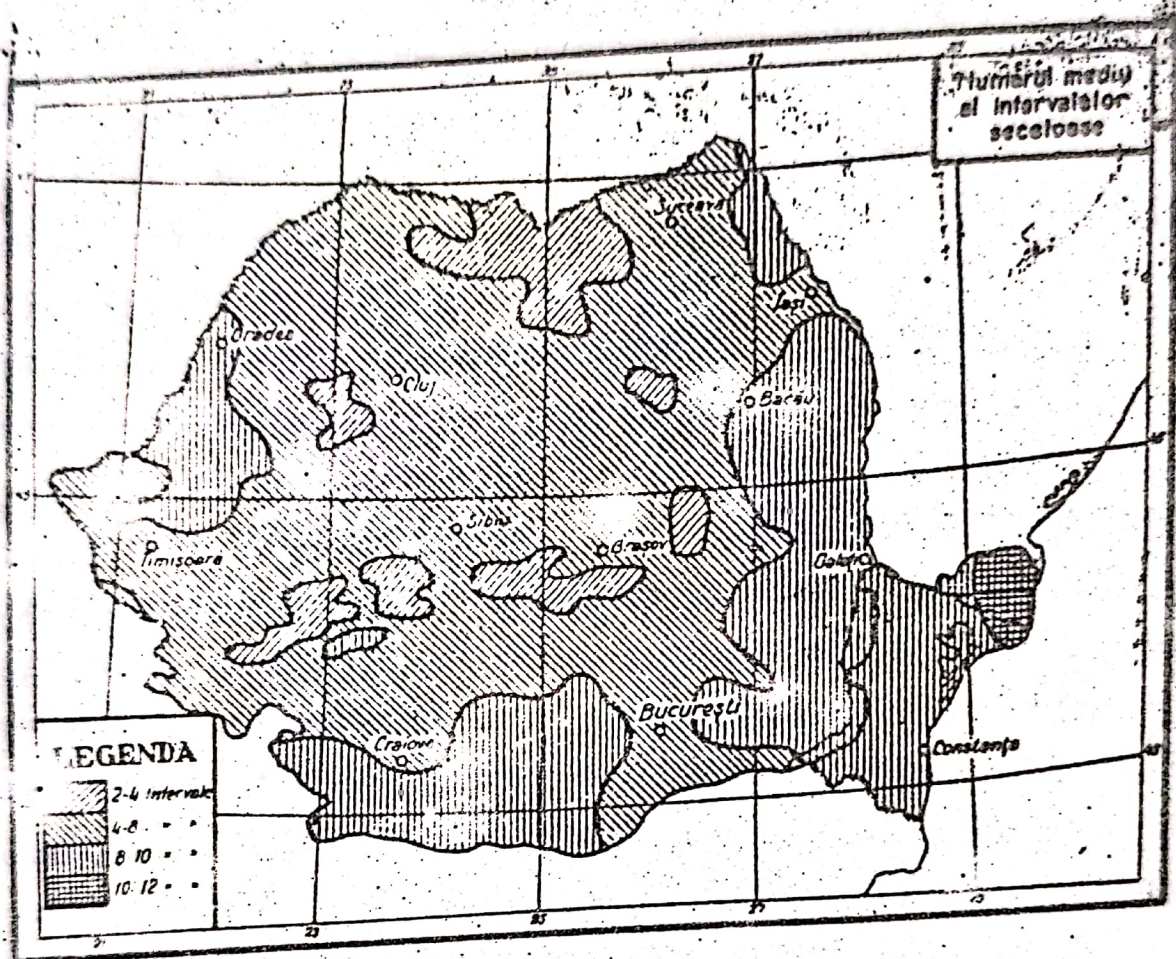


Fig.29 (după N.Topor).

față sînt aproape inexistente, cele subterane freatice sînt sărăcăcioase iar lacurile sînt, în bună parte, sărate.

Dar nu numai în cantitatea anuală de precipitații se manifestă o diferențiere spațială ci și în ceea ce privește unele trăsături ale regimului anual al precipitațiilor. Am văzut deja că mersul anual al precipitațiilor prezintă unele particularități de la o regiune la alta, pe alocuri apărînd un singur maxim și un minim, în alte părți, două maxime și două minime, mai slabe sau mai puternice. Și distribuția în timp a maximelor și minimelor suferă, de asemenea, unele variații de la o regiune la alta.

Prezența perioadelor ploioase diferă de la o regiune la alta, ele fiind mult mai frecvente în Transilvania, în Banat și Oltenia și foarte rare în Dobrogea. Pe de altă parte, perioadele secetoase sînt mult mai frecvente în Dobrogea, în Moldova și în estul Cîmpiei Române. În regiunile de munte și în Transilvania numărul mediu al perioadelor secetoase este de 3-6 în decurs de un an; în Cîmpia de Vest, în restul Cîmpiei Române, în sudul Moldovei și în partea estică a Cîmpiei Moldovei numărul mediu al perioadelor de secetă crește la 7-10 iar în Delta Dunării se ajunge la 10-12 perioade secetoase.

Desigur că de la un an la altul numărul perioadelor secetoase poate fi mai mare sau mai mic dar, în general, se constată că perioadele secetoase sînt mai frecvente în unele regiuni decît în altele.

De la o regiune la alta se constată diferențe și în ceea ce privește durata medie a perioadelor secetoase. Astfel, în regiunea montană această durată este de 12-14 zile iar în mod excepțional s-a ajuns la 40 zile; în nordul Moldovei, în regiunile subcarpatice, în Cîmpia și Piemonturile Banatului, în Cîmpia Someșului, în Dealurile Someșene și în Cîmpia Transilvaniei durata medie este de 14-16 zile iar durata maximă poate ajunge la 40-60 zile; în Cîmpia Română, în jumătatea sudică a Moldovei, în Dobrogea, ca și

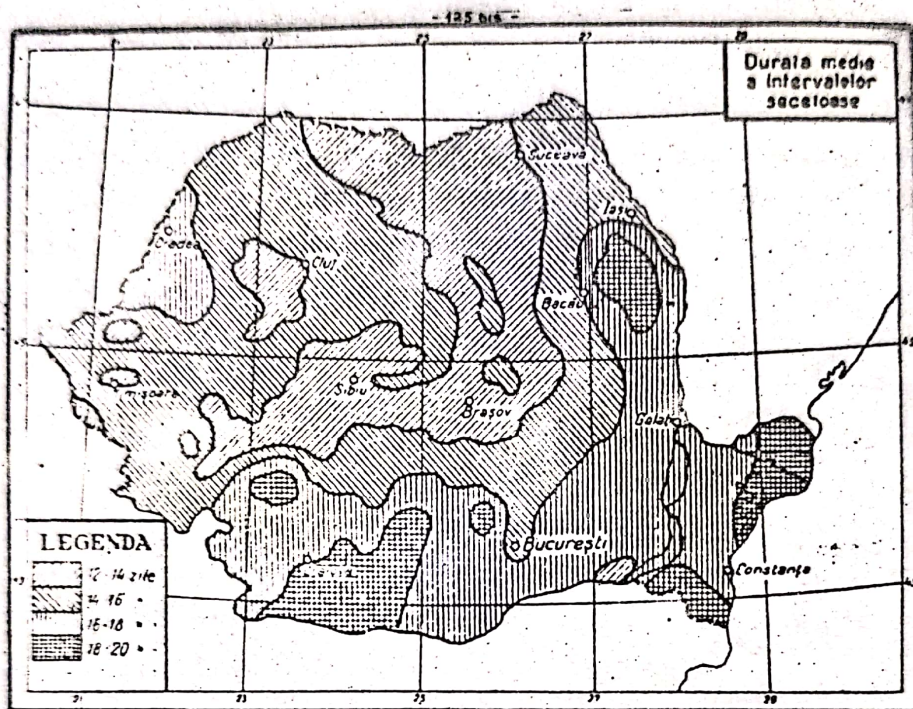


Fig. 30_a (după N. Topor).

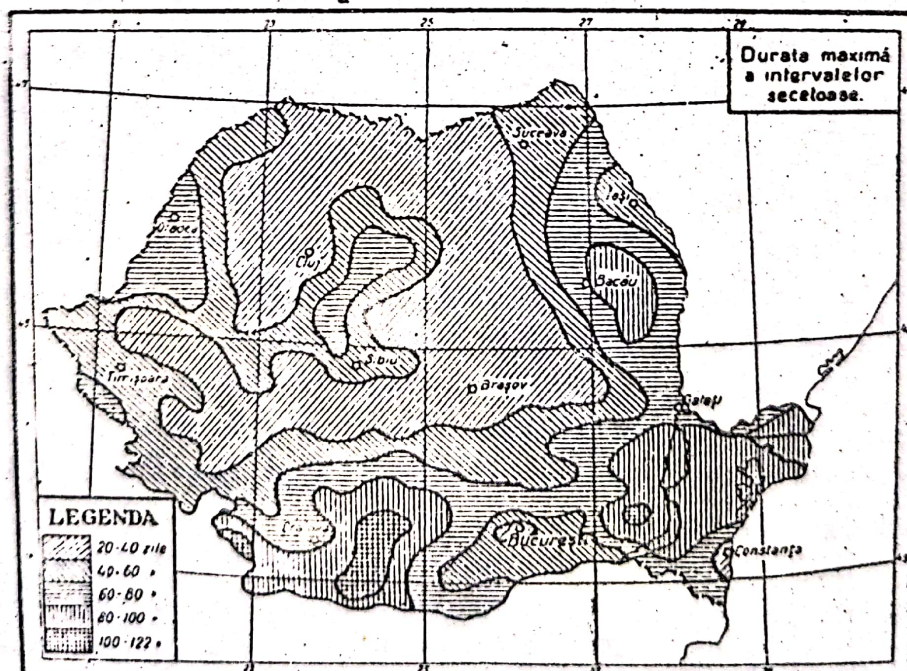


Fig. 30_b (după N. Topor).

în partea centrală a Cîmpiei de Vest, durata medie a perioadelor secetoase este de 16-18 zile iar durata maximă ajunge pînă la 60-80 zile; în Cîmpia Olteniței, de la sud de Craiova pînă în Dunăre, în Platforma Oltețului, Delta Dunării, pe litoral, în sudul Dobrogei, ca și în Podișul Central Moldovenesc, durata medie a perioadelor lipsite de precipitații este de 18-20 zile iar durata maximă ajunge la 80-100 zile și pe alocuri chiar 122 zile (la Slobozia, în anul 1913 nu au căzut precipitații de la 1 septembrie pînă la 31 decembrie).

Și alte caracteristici ale regimului anual al precipitațiilor pun în evidență o diferențiere spațială. Așa este cazul și cu numărul anual al zilelor cu precipitații. Pe culmile muntoase înalte, numărul mediu anual de zile cu precipitații ajunge la 186 (la Vîrful Omul) și scade odată cu altitudinea. Dar pe versanții vestici ai Munților Apuseni și pe flancul intern al Carpaților Orientali și Meridionali se produc pînă jos peste 130-140 zile cu precipitații pe cînd flancul exterior înregistrează doar 110-120 asemenea zile din cauza fenomenului de foehnizare.

În Cîmpia de Vest și în Podișul Transilvaniei se înregistrează 110-130 zile cu precipitații dar în Cîmpia Română și în Moldova numai 90-110 zile. În estul Cîmpiei Române și în Dobrogea se manifestă numai 70-80 zile cu precipitații iar în Deltă și pe litoral se ajunge doar la 60-70 asemenea zile (fig. 31).

De la an la an, numărul zilelor cu precipitații variază dar, în general, vestul și centrul țării au un număr mai mare de zile cu precipitații datorită influenței maselor de aer marin, pe cînd sudul și estul țării, aflate sub influența aerului continental, au un număr mai redus.

Am văzut deja că și numărul zilelor cu ninsoare sau cu strat de zăpadă, ca și data primei și ultimei ninsori, prezintă, toate, valori diferite de la o regiune la alta.

Prin urmare, putem spune că variațiile spațiale ale pre-



Fig. 31. — Schema repartiției numărului mediu anual al zilelor cu precipitații ($P \geq 0,1$ mm) pe teritoriul R.S. România (1896—1915; 1921—1955) —după St. Stoenescu.

cipitațiilor atmosferice, alături de cele ale temperaturii aerului, constituie trăsăturile cele mai importante ale cli-
mei țării noastre. Temperatura și precipitațiile devin prin-
cipalele elemente climatice și variațiile lor spațiale (în
ceea ce privește cantitatea și regimul) determină diferen-
țierea climatică a teritoriului.

Uneori, precipitațiile capătă caracteristici deose-
bite. Lăsând deoparte lapovița (care se distinge doar prin
faptul că reprezintă un amestec de ploaie și ninsoare), vis-
colele (despre care deja am vorbit) și ploile însoțite de
fenomene orajoase (care, în general, sînt averse intense în-
tovărașite de descărcări electrice și de vînt puternic), ne
vom referi în mod special la grindină. Este vorba tot de
un tip de precipitații mixte, reprezentate prin picături de
apă și granule de gheață masivă. Aceste precipitații sînt
uneori foarte păgubitoare căci granulele de gheață, care
pot căpăta dimensiuni care depășesc mărimea oului de porum-
bel, distrug vegetația, omoară animalele mărunte și deterio-
rează clădirile și instalațiile. Efectele sînt cu atît mai
păgubitoare, cu cît și intensitatea precipitațiilor este
mai mare iar vîntul mai puternic. Și, de obicei, așa se în-
tîmplă, căci aceste precipitații sînt date de norii cu ma-
re dezvoltare pe verticală formați în condițiile unei con-
vecții foarte intense sau ale unei perturbații frontale la
fel de intense. De aceea, cel mai adesea, grindina se pro-
duce în orele de după amiază, cînd se atinge intensitatea
maximă a convecției. Așa a fost cazul cu grindina de la 4
august 1950 din zona orașului Iași care a distrus vegeta-
ția pînă la decojirea ramurilor mai tinere ale arborilor,
a spart geamurile orientate spre vest, a ciocănit pereții
și a ciuruit chiar acoperișurile de tablă.

Grindina generată de perturbațiile frontale se pro-
duce, rareori, chiar și în timpul nopții. Este cazul grindii
nei extrem de păgubitoare care, în noaptea de 26-27 august

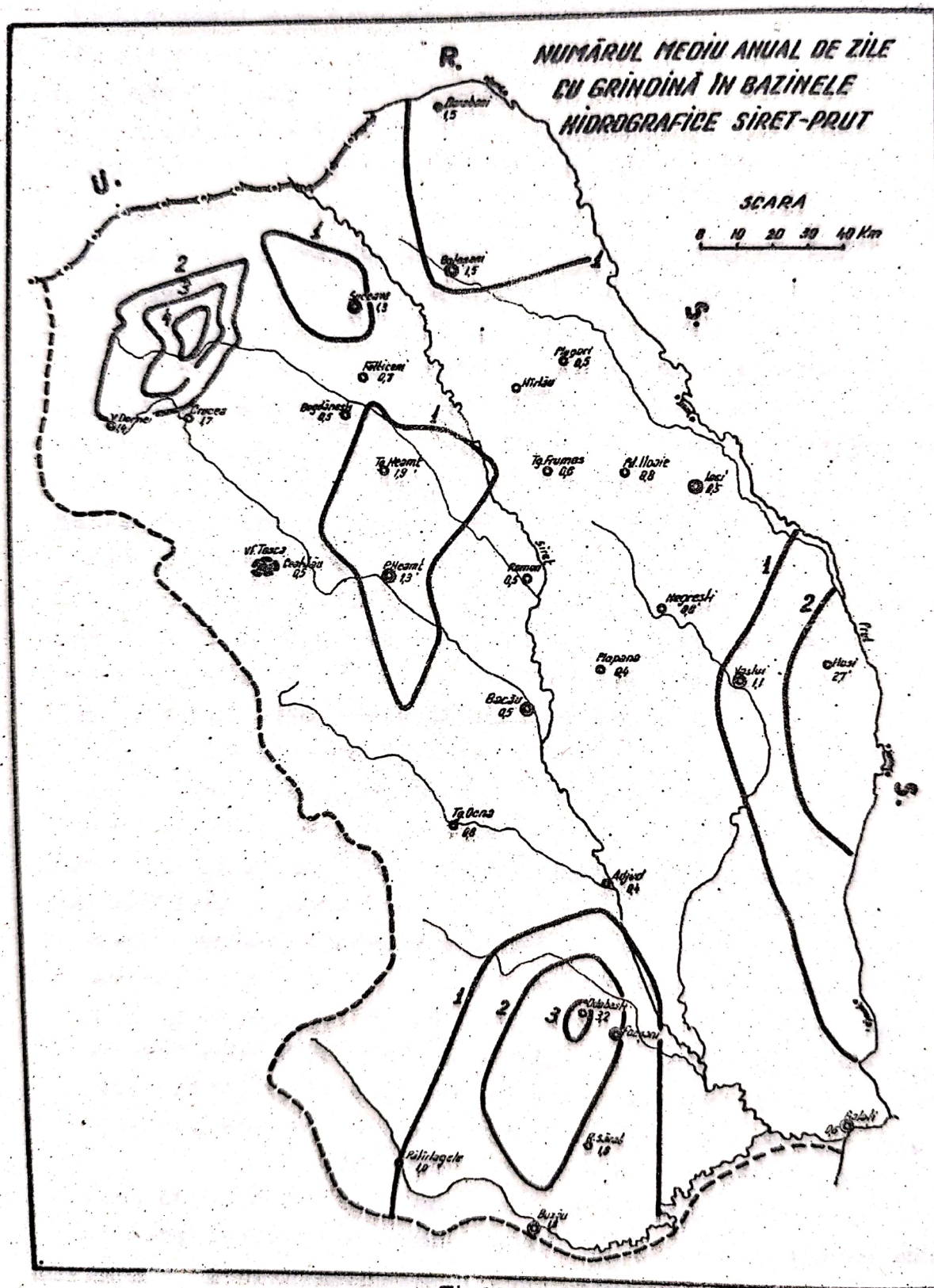




Fig. 33 — Harta cu repartitia numărului mediu anual de zile cu poel pe teritoriul R. S. România (1935—1964) —după Șt. Stoianescu și colab..)

1966, a afectat întinse regiuni din toată Cîmpia Română (F. Militaru, 1967).

Deși frecvența acestui fenomen nu este prea mare, efectele negative sînt considerabile căci o singură grindină poate compromite total o recoltă. Din datele pe care le avem, în special din Moldova, rezultă că în regiunile de cîmpie și dealuri se produc, în medie, 1 - 2 zile cu grindină anual. În regiunile montane însă frecvența crește odată cu altitudinea ajungîndu-se la peste 10 zile anual.

Un alt fenomen legat direct de precipitațiile atmosferice îl constituie poleiul care reprezintă un strat de gheață sticloasă, compactă și transparentă ce îmbracă suprafața solului și a diverselor obiecte. Poleiul se formează din picăturile de apă suprarăcită care cad sub formă de ploaie sau burniță și îngheață la contactul cu suprafața rece a solului și obiectelor. El apare, de obicei, atunci cînd o masă de aer umed și ceva mai cald pătrunde deasupra unor regiuni care au avut temperaturi scăzute încît solul și obiectele au temperaturi negative. De aceea poleiul se produce numai în sezonul rece al anului.

Pe teritoriul țării noastre numărul zilelor cu polei, în decursul unui an, variază destul de mult. Cel mai mare număr de zile cu polei se produce în regiunile montane dar acolo poleiul este mai greu de observat deoarece foarte adesea poleiul se formează pe suprafața zăpezii care acoperă solul o bună parte din an. În Cîmpia Română, numărul zilelor cu polei pe sol ajunge, în medie, la 2-4 zile anual, în Transilvania 1-3 zile iar în Cîmpia de Vest, în Moldova și în Dobrogea se ajunge la 1-2 zile cu polei (fig. 33).

Poleiul poate provoca pagube prin asfixierea culturilor de toamnă, dacă persistă mai multe zile, și îngreuiază foarte mult circulația rutieră. Producerea poleiului nu poate fi prevenită, spre deosebire de grindină a cărei formare poate fi împiedecată prin declanșarea precipitării cu ajutorul substanțelor higroscopice împrăștiate din proiectile sau rachete.

În legătură cu umiditatea atmosferică se manifestă și alte fenomene hidrometeorice, cum ar fi ceața, roua, bruma și chiciura.

Ceața apare ca urmare a condensării vaporilor de apă datorită advecției aerului cald și umed peste suprafețe reci, datorită răcirii locale a aerului prin radiație, ca urmare a evaporării intense de pe suprafețele acvatice mai calde ca aerul sau în urma răcirii aerului în zonele frontale.

În țara noastră, tipurile de ceață diferă după anotimp; iarna sunt mai frecvente cețurile de advecție căci peste solul sau zăpada rece pătrunderea aerului umed mai cald se soldează cu condensarea; ceața de radiație se formează tot timpul anului și apare foarte frecvent în depresiunile și văile în care se acumulează aerul rece; ceața de evaporare se produce mai ales în perioadele reci când pătrund mase de aer rece deasupra suprafețelor acvatice.

Se constată că ceața este mai densă noaptea și dimineața și dispare peste zi, în urma încălzirii aerului. În decursul anului se constată că cețurile sunt mai frecvente toamna și iarna și apoi devin foarte rare la sfârșitul primăverii și în timpul verii. Acest tip de variație anuală este valabil pentru regiunile de câmpie și dealuri. În regiunile montane înalte, variația anuală a producerii cețurilor este alta; aici se constată că în tot timpul anului numărul lunar al zilelor cu ceață este mare dar el atinge maximum în mai-iulie și scade spre sfârșitul verii și toamna. Aceasta ca urmare a convecției termice intense din mai-iulie care produce condensarea la nivelul culmilor montane unde se formează norii cumuliformi.

În ceea ce privește numărul anual de zile cu ceață, se observă că el poate varia destul de mult de la o regiune la alta. În estul Cîmpiei Române acest număr este mai redus menținându-se sub 40; în partea centrală și în vestul Cîmpiei Române, în Cîmpia de Vest, în Moldova și Dobrogea

numărul mediu al zilelor cu ceață crește la 40-60. În depresiunile intracarpătice și de la poalele Carpaților (de exemplu, Depresiunea Făgărașului), ca și în văile carpatice, numărul zilelor cu ceață urcă la 70-80 iar pe culmile montane crește, odată cu altitudinea, ajungând la 273 zile anual la Vîrful Omul.

Ceața are importanță pentru că micșorează insolația și reduce simțitor evapotranspirația. De asemenea, ea micșorează radiația, împiedicînd răcirea excesivă în nopțile senine de iarnă. Ceața este dăunătoare prin micșorarea vizibilității și prin mărirea excesivă a umidității.

Roua apare în timpul nopților senine din sezonul cald cînd vaporii de apă se condensează pe suprafața obiectelor răcite prin radiație. În felul acesta, pe plante și pe obiectele de la sol apar picături de apă. În cazul unei anumite conformații a frunzelor unor plante, picăturile de apă alunecă și cad la rădăcină imbibînd solul. Așa se face că roua contribuie la alimentarea plantelor cu apă. Pe de altă parte, roua evaporîndu-se după răsăritul Soarelui mărește umiditatea aerului frînînd pierderile de apă prin evapotranspirație. De aici se poate deduce că roua are rol pozitiv în dezvoltarea plantelor. Acest rol este cu atât mai important cu cît roua se produce în perioadele de timp senin cînd nu cad precipitații.

Roua este foarte abundentă în zona litoralului Mării Negre, în Delta și Lunca Dunării, unde umezeala relativă a aerului se menține mare tot timpul anului. De asemenea, roua este foarte abundentă pe culmile muntoase unde aerul se răcește mult prin radiație și în văile și depresiunile intramontane unde coboară aerul răcit pe munții din jur.

Din datele existente, rezultă că în Moldova numărul mediu anual al zilelor cu rouă se menține, în general, între 60 și 90 urcînd, în unele văi, la peste 100. Acest număr scade însă sub 40 în Bărăgan și pe culmile muntoase înalte

unde numărul redus al nopților cu temperaturi pozitive limitază foarte mult posibilitatea formării de rouă.

În cazul în care temperatura scade sub 0° , în mod asemănător cu roua se formează bruma. Aceasta apare, de obicei, primăvara și toamna și mai rar iarna. Căderea brumei fiind întovărășită de îngheț provoacă stricăciuni plantelor putând compromite recolta de fructe și de legume timpurii.

Pentru agricultură, o importanță deosebită o au brumele cele mai timpurii din toamnă și cele mai târzii din primăvară căci acestea surprind vegetația în stadii în care ea este mai vulnerabilă la frig. Aceste brume caracteristice se produc la date diferite de la o regiune la alta, în funcție de o serie de factori dintre care cei geografici locali joacă un rol de seamă.

Bruma cea mai timpurie din toamnă se produce cel mai devreme pe munții mai înalți unde, de altfel, ea poate apare în tot timpul verii. Pe munții mijlocii prima brumă se produce în prima decadă a lunii septembrie. Tot înainte de 1 octombrie apare prima brumă și în regiunile subcarpatice, în depresiunile intramontane, în mare parte din Podișul Transilvaniei și în Podișul Sucevei. În prima decadă a lunii octombrie se produce prima brumă în Cîmpia de Vest, în Cîmpia Moldovei, în partea sudică a Podișului Moldovei, în Piemontul Getic și în Piemonturile Vestice. În a doua decadă a lui octombrie se produce prima brumă în Podișul Central Moldovenesc, în Cîmpia Română, în Cîmpia Timișului și în partea centrală a Dobrogei. Acest fenomen apare în ultima decadă a lui octombrie în lungul luncii Dunării și pe o fîșie din lungul litoralului, spre interiorul Dobrogei. În prima decadă a lunii noiembrie apare prima brumă în Delta Dunării și în lungul litoralului. În partea sudică a zonei litorale, prima brumă se produce abia în a doua decadă a lui noiembrie.

Bruma cea mai târzie din primăvară (ultima brumă) se produce în a doua decadă a lunii martie în Delta Dunării și pe litoralul Mării Negre, și în ultima decadă a acestei luni în Lunca Dunării și pe litoral. În prima decadă a lui aprilie apare ultima brumă în partea sudică a Cîmpiei Române, în Cîmpia Banatului, în Piemontul Curburii, în Podișul Central Moldovenesc și în partea sud-estică a Cîmpiei Moldovei. În a doua decadă a lui aprilie se produce ultima brumă în partea centrală a Dobrogei, în partea centrală și estică a Cîmpiei Române, în Piemontul Getic, în Subcarpații Moldovei, în sudul Podișului Moldovei, în partea nordică a Cîmpiei Moldovei, în Cîmpia de Vest și în culoarul Mureșului. În ultima decadă a lui aprilie se produce ultima brumă în Podișul Transilvaniei și în munții joși. În depresiunile intramontane și spre periferia lanțului carpatic ultima brumă se produce în prima decadă a lui mai iar pe munții mijlocii și înalți data ultimei brume devine tot mai târzie.

Aceste valori medii sînt adesea depășite încît ultima brumă se poate produce foarte târziu. Așa a fost cazul, de exemplu cu bruma care a afectat Moldova la 22 mai 1952. La fel se întîmplă și cu primele brume care pot să apară foarte de timpuriu.

Numărul anual de zile cu brumă este foarte variabil de la o regiune la alta întrucît este influențat mult de condițiile geografice locale. În Delta Dunării și pe litoral numărul mediu anual de zile cu brumă se menține în jur de 12; spre interiorul Dobrogei însă el crește pînă la peste 25. În Cîmpia Română se produc 20-30 zile cu brumă dar spre Lunca Dunării și spre nord-estul cîmpiei numărul acestor zile scade între 10 și 15. În Podișul Moldovei numărul mediu anual de zile cu brumă variază între 15 și 25 în general dar scade la numai 11 la Cotnari și crește la 28 la Iași. Valori la fel de variabile se înregistrează și

în Podișul Transilvaniei încît la Cluj se produc 36 zile cu brumă iar la Turda doar 13. În Cîmpia de Vest numărul zilelor cu brumă este, în general între 15 și 20 dar în unele regiuni crește foarte mult așa cum e cazul la Timișoara unde se înregistrează 47 asemenea zile. La fel de variabil este numărul zilelor cu brumă și în regiunea montană încît la Brașov se produc 19 asemenea zile, la Sinaia 21, la Predeal 48 iar la Vîrful Omul doar 8.

Spre deosebire de efectele dăunătoare ale altor fenomene, efectele brumei pot fi evitate prin măsuri menite să împiedice răcirea solului și aerului în acest scop utilizîndu-se cel mai frecvent producerea unei perdele de fum care să slăbească pierderea căldurii prin radiație.

Un fenomen de precipitare la sol și care se produce în timpul iernii este chiciura care reprezintă o depunere de cristale de gheață care formează un strat afînat pe diferitele obiecte, în special pe cele verticale sau suspendate în aer. Uneori, stratul de chiciură poate atinge grosimi pînă la 50-80 cm pe partea care este expusă curentului de aer umed. Pe culmile muntoase chiciura se formează în cantități mari și foarte frecvent ajungînd ca la Vîrful Omul să se înregistreze, în medie, 81 zile cu chiciură într-un an. Aceasta din cauză că munții înalți se ridică la nivelul norilor ale căror picături de apă suprarăcită cristalizează în contact cu obiectele întîlnite în cale. Pe culmile muntoase mijlocii numărul zilelor cu chiciură scade la 30-60 zile pe an iar spre poalele munților la numai 15-30 zile. În Cîmpia Română, în Moldova și Transilvania se produc doar 6-10 zile cu chiciură anual, în Cîmpia de Vest 4-8 zile iar în sudul Dobrogei numai 2-4 zile anual.

Depunerile de chiciură pot vătăma unii arbori rupîndu-le crengile cu greutatea lor și ele pot provoca avarii rețelelor aeriene electrice, firelor de telefon și telegraf rupîndu-le datorită greutății și presiunii sporite pe care o exercită vîntul.

VI. PRESIUNEA ATMOSFERICA

Pe teritoriul țării noastre și presiunea atmosferică prezintă variații în timp și spațiu, ca și celelalte elemente climatice.

Folosirea mediilor orare calculate pe o perioadă lungă de timp poate scoate în evidență variația diurnă a presiunii atmosferice. Datele concrete dintr-o singură zi nu sînt concludente deoarece apar, de obicei, variații neperiodice care maschează pe cele periodice.

Variația diurnă a presiunii atmosferice în țara noastră este destul de slabă și ea are caractere diferite de la o regiune la alta, mai ales în funcție de altitudine, și de la un anotimp la altul.

În regiunile joase ale țării variația diurnă a presiunii atmosferice este slabă și se manifestă prin apariția a două maxime și două minime, amplitudinea acestor variații rămînînd însă sub 1 mb.

Un maxim, care este și cel principal, se produce dimineața în jurul orei 9 în timpul verii și ceva mai tîrziu, în jurul orei 11 în timpul iernii. Acest maxim este mai accentuat vara în_cît presiunea crește cam cu 0,7-0,8 mb față de valoarea medie diurnă. În timpul iernii acest maxim este ceva mai slab în_cît depășește numai cu 0,5-0,7 mb media zilnică.

Maximul acesta de dimineață se datorește faptului că în urma insolației se încălzește suprafața activă și încep a se încălzi și paturile inferioare de aer; convecția termică însă nu a devenit destul de intensă pentru a sparge plafonul pe care îl constituie stratele de aer puțin mai înalte care sînt încă reci. În felul acesta, stratele inferioare de aer care se încălzesc în primele ore ale dimineții se comportă ca și cum ar fi închise într-un spațiu limitat și încălzite și măresc presiunea pe măsura creșterii temperaturii.

Mai tîrziu, convecția termică se intensifică datorită intensificării insolației și aerul încălzit la sol reușește să spargă plafonul de aer mai rece de deasupra și se distinde spre păturile mai înalte și mai puțin dense ale troposferei. De acum aerul se dilată, nestîngherit, spațiul lui nu mai este limitat. De aici decurge o scădere a presiunii pe măsură ce crește temperatura. Se ajunge, în felul acesta ca după amiaza presiunea aerului să înregistreze un minimum care reprezintă minimum principal. Acest minim se produce vara în jurul orelor 17 și valoarea presiunii scade cu 0,8-1,1 mb față de valoarea medie diurnă. În timpul iernii, minimum de după amiază se produce ceva mai devreme, în jurul orei 15, dar este mai slab, căci presiunea scade cam cu 0,4-0,7 mb față de medie.

Spre seară, pe măsură ce scade temperatura, aerul devine mai dens și coboară spre sol producînd creșterea presiunii. Așa se face că valoarea presiunii devine din nou maximă în jurul orelor 22-23, puțin mai devreme iarna decît vara. Acest maxim este însă mai puțin accentuat căci valoarea presiunii crește doar cu 0,2-0,4 mb față de valoarea medie.

După ora 23 însă presiunea începe să scadă ușor și ajunge iarăși la o valoare minimă înainte de răsăritul soarelui. Acest minim se produce vara între orele 3-4 iar iarna între orele 5-6. Scăderea presiunii este de 0,3-0,4 mb față de media diurnă. Cauza producerii acestui minim încă nu este pe deplin elucidată.

Pe culmile muntoase înalte, variația diurnă a presiunii atmosferice prezintă unele particularități față de cea din regiunile joase. Înregistrările efectuate la Vf. Omu au arătat că în timpul verii începînd de la răsăritul soarelui presiunea începe să crească încît după ora 10 ajunge să depășească valoarea medie diurnă, dar continuă să crească mereu. După amiază, aici nu se mai produce o scădere a presiunii sub valoarea medie, deoarece convecția termică înalță deasupra culmilor muntoase însemnate cantități de aer care

fac ca la nivelul acestor culmi presiunea să se mențină ridicată, cu 0,2-0,3 mb față de valoarea medie. În jurul orei 18 se constată totuși o ușoară scădere a presiunii care rămâne însă încă deasupra valorii medii. Începând din jurul orelor 22 presiunea începe să scadă pînă ce atinge valoarea minimă în jurul orelor 4. Scăderea presiunii în timpul nopții se datorește faptului că aerul, răcindu-se coboară în jos sub nivelul culmilor muntoase deasupra cărora scade astfel masa de aer. După răsăritul soarelui presiunea începe să crească la început datorită creșterii temperaturii aerului în preajma solului și mai tîrziu datorită convecției termice care înalță masele de aer deasupra culmilor muntoase.

În timpul iernii variația diurnă a presiunii atmosferice la Vf. Omu este asemănătoare cu cea din regiunile joase, dar aici variațiile sînt ceva mai mici iar minimul principal este cel de la sfîrșitul nopții și nu cel de după amiază.

Asemănarea cu variația din regiunile joase se datorește faptului că iarna convecția termică este slabă și nu reușește să ridice deasupra munților înalți o cantitate considerabilă de aer care să mențină acolo presiunea ridicată.

Foarte des variațiile diurne periodice ale presiunii sînt perturbate de variațiile neperiodice determinate de deplasarea diverșilor centri barici peste teritoriul țării noastre.

. De la o zi la alta însă valoarea medie diurnă a presiunii atmosferice suferă modificări. Sub influența deplasării diferitelor formațiuni barice valoarea și sensul acestor modificări sînt foarte deosebite. Totuși, luînd în considerare mediile diurne calculate pe un mare număr de ani, se constată o anumită legitate ale acestor modificări: ele au un caracter periodic înregistrînd creșteri și scăderi consecutive care se repetă cu destulă regularitate. Aceste variații periodice de la o zi la alta constituie variațiile anuale ale presiunii atmosferice.

Pentru că este dificil a se lucra cu mediile zilnice,

se poate recurge la compararea valorilor medii lunare și acestea pun și ele destul de clar, în evidență variațiile anuale ale presiunii atmosferice.

Examinarea mediilor lunare ale presiunii atmosferice prezintă unele caracteristici locale în funcție de o serie de factori ca circulația atmosferică deasupra Europei și condițiile geografice locale.

N. Topor a separat patru tipuri de regim anual al presiunii atmosferice pe teritoriul țării noastre și anume:

Tipul I. Este caracterizat printr-un maxim și un minim anual cu amplitudine anuală medie în jur de 7 mb.

Minimul baric se produce în luna iulie, atunci când temperatura aerului are valoarea maximă. Incepând din august presiunea atmosferică crește, la început mai lent și apoi mai rapid, ajungând la valori maxime în decembrie-ianuarie (tab. 6).

Mersul anual al presiunii atmosferice este determinat de mersul temperaturii aerului: când temperatura ajunge maximă, aerul încălzit se rarefiază și presiunea înregistrează minimum; când temperatura aerului este minimă, aerul devine dens atingând presiunea maximă.

Acest tip de regim anual al presiunii aerului se întâlnește în Moldova, Cîmpia Română și Dobrogea.

Tipul II, caracterizat prin aceea că primăvara presiunea aerului scade mult în lunile aprilie-mai, după care înregistrează o ușoară creștere în iunie și scade iarăși în iulie când se atinge valoarea cea mai mică. Toamna presiunea începe să crească și ajunge la valoarea maximă iarna în ianuarie.

La acest tip de variație apare deci o scădere mai timpurie a presiunii atmosferice dar perioada cu presiune scăzută din sezonul cald este tulburată de o ușoară creștere a presiunii aerului în luna iunie. După aceea, presiunea scade iarăși în iulie când, de obicei, se înregistrează și valoarea cea mai redusă.

Acest tip este determinat în linii mari de mersul tempe-

Tab. 6- Presiunea atmosferică (mb)
Medii lunare (1896-1955).

Stația	L U N I L E											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Iași	1008 ³	1005 ⁹	1005 ¹	1002 ⁹	1002 ⁹	1001 ⁶	1001 ¹	1002 ³	1005 ⁹	1007 ⁰	1007 ⁶	1007 ⁷
Craiova	1007 ⁶	1005 ⁷	1003 ⁹	1001 ⁵	1001 ³	1001 ⁰	1000 ⁸	1001 ⁹	1005 ⁹	1006 ⁴	1007 ⁴	1007 ²
Timișoara	1009 ²	1006 ³	1004 ²	1003 ⁰	1003 ⁰	1003 ⁶	1002 ⁹	1004 ⁰	1006 ⁴	1007 ²	1007 ⁶	1007 ⁹
Arad	1006 ⁴	1003 ⁶	1001 ⁶	1000 ²	999 ⁰	1000 ⁷	999 ⁴	1001 ⁵	1004 ⁰	1004 ⁰	1004 ⁶	1005 ²
Vigheul de Sus	960 ⁶	958 ⁶	958 ³	956 ³	958 ⁰	958 ³	958 ³	958 ⁶	960 ⁸	961 ⁷	960 ⁸	960 ⁶
Alba Iulia	989 ⁹	986 ⁵	985 ⁵	983 ⁷	984 ⁶	984 ⁸	984 ⁸	985 ⁹	988 ⁴	988 ⁴	988 ⁷	988 ⁶
Curtea de Argeș	964 ⁰	962 ³	961 ²	959 ⁷	960 ⁸	961 ¹	961 ³	962 ⁵	964 ⁶	965 ⁰	964 ⁸	964 ⁰
Vf. Omul	740 ⁰	739 ⁰	740 ²	742 ⁴	747 ⁴	749 ⁹	751 ³	752 ³	752 ²	748 ⁷	744 ⁴	741 ⁹

raturii aerului, dar scăderea accentuată a presiunii în lunile aprilie-mai este, în bună măsură, de natură dinamică; ea este determinată de ariile depresionare care afectează și partea sud-vestică a țării provocând scăderea puternică a valorii medii lunare mai mult decât o îngăduie regimul temperaturii. În iunie frecvența acestor depresiuni scade simțitor și atunci media lunară a presiunii apare ceva mai ridicată decât în aprilie-mai.

Acest tip de variație anuală a presiunii atmosferice este caracteristic jumătății sudice a Cîmpiei de Vest. Cu unele modificări se mai resimte și spre partea nordică a acestei cîmpii.

Tipul III se caracterizează prin scăderea accentuată a presiunii în lunile de primăvară, când se înregistrează valoarea minimă anuală. După aceea presiunea crește ușor în lunile de vară și mai accentuat toamna când se înregistrează valoarea maximă anuală. În lunile de iarnă presiunea începe deja să descrească și scade rapid primăvara.

Acest tip de variație a presiunii atmosferice este caracteristic pentru Maramureș, bazinul Transilvaniei, piemonturile vestice și regiunile subcarpatice din Oltenia, Muntenia și Moldova. Caracteristicile mersului presiunii sînt determinate de mersul temperaturii aerului, de altitudinea mai mare ce face ca vara, ca urmare a convecției termice, presiunea să crească ușor și apoi și de dinamica centrilor barici.

Tipul IV al variației anuale a presiunii atmosferice este caracterizat prin valori mari ale presiunii în timpul verii, când se înregistrează maximul anual, și prin valori scăzute în timpul iernii când se înregistrează valoarea minimă. Particularitățile acestui tip sînt determinate de altitudinea mare. Așa se face că în timpul verii presiunea este mare datorită convecției termice, care provoacă o dilatare a troposferei urcînd deasupra culmilor muntoase o cantitate mare de aer ce apasă asupra acestor culmi. Iarna, scăderea temperaturii provoacă o comprimare a troposferei încît

o parte din aer coboară sub nivelul culmilor înalte pe care rămâne astfel o presiune mai mică.

La altitudini mijlocii regimul anual al presiunii este intermediar între cel de înălțime (tip Vf.Omu) și cel din regiunile de la poalele Carpaților (tipul III).

Bineînțeles, că aceasta este tendința generală a variației anuale a presiunii atmosferice, dar, de la un an la altul, această variație poate prezenta puternice abateri de la această tendință. Abaterile sînt determinate de abaterile mediei anuale al temperaturii aerului dar mai cu seamă sînt determinate de deplasarea centrilor barici care pot provoca scăderi sau creșteri considerabile ale presiunii atmosferice de la o zi la alta.

În general se constată că abaterile valorilor presiunii atmosferice față de valorile medii lunare sînt mult mai mari în lunile de iarnă decît în cele de vară și aceasta din cauza că deplasarea centrilor barici este mai intensă iarna decît vara. Pe de altă parte, acești centri sînt mai accentuați în sezonul rece decît în cel cald. Se mai constată că abaterile cele mai însemnate se produc în Cîmpia Română și apoi sînt mai slabe pe litoral, în Transilvania și scad spre culmile muntoase înalte.

Cea mai mare valoare pe care a atins-o presiunea atmosferică a fost de 1059,4 mb la 24 ianuarie 1907 la Sulina, iar cea mai mică valoare a fost de 716,8 mb la Vf. Omu în 18 februarie 1946.

Și în regiunile joase ale țării valoarea presiunii a scăzut însă foarte mult ajungînd la 978,1 mb la Constanța și 979,9 mb la Sulina în 27 noiembrie 1928.

În afară de variațiile în timp, presiunea atmosferică înregistrează în cuprinsul patriei noastre și importante variații în spațiu. Acestea se manifestă ca variații pe verticală și variații pe orizontală.

Variațiile pe verticală se caracterizează printr-o scădere continuă a presiunii pe măsură ce crește altitudinea. Aceasta ca urmare a faptului că la altitudini mai mari rămîne

sub nivelul punctului considerat parte tot mai mare din masa atmosferei care nu mai apasă cu greutatea ei asupra aceluia loc.

Scăderea aceasta a presiunii aerului în altitudine nu este uniformă: la început presiunea scade mai rapid, apoi tot mai lent. Aceasta ca urmare a faptului că păturile inferioare de aer sînt mai dense iar în înălțime aerul este tot mai rarefiat. Un strat de aer de 100 m grosime din partea inferioară a troposferei este mai greu decît un strat cu aceeași grosime dar de la partea superioară a troposferei. Așa se face că gradientul baric vertical (valoarea scăderii presiunii atmosferice pe o diferență de nivel de 100 m) are valori tot mai mici, pe măsură ce crește altitudinea.

De la 0 m la 100 m 100-200 m 200-300 m 2000-2100 m

Valoarea
gradientului = 12,5 12 11,7 10.

Intr-adevăr, măsurătorile efectuate au arătat că valoarea medie anuală a presiunii atmosferice are următoarele valori la diverse altitudini:

Alt(m)	0	100	200	500	700	1000	1500	2000	2500
--------	---	-----	-----	-----	-----	------	------	------	------

Pres. (mb)	1017,5	1005	993	957,5	935	902	849,5	798	748.
---------------	--------	------	-----	-------	-----	-----	-------	-----	------

Aceeași concluzie se desprinde și din datele de mai jos

Stația	alt (m)	Pres.medie anuală (mb)
Sulina	3	1016
Arad	101	1002,6
Hugi	102	1003
Baia Mare	194	988,7
Sinaia	879	916,7
Predeal	1093	891,1
Vf.Omu	2509	745,7.

Din modul în care se produce această scădere se poate aprecia că sub nivelul de 2500 m altitudine rămîne deja mai bine de un sfert din masa atmosferei, ceea ce este foarte mult. De fapt, aceasta este cauza scăderii regulate a presiunii pe măsură ce crește altitudinea. Pe hărțile cu izobare, trasate fără a introduce corecția de altitudine, ar ieși

clar în evidență diferențele spațiale pe verticală ale presiunii atmosferice.

Dar presiunea atmosferică prezintă și variații pe orizontală în cuprinsul patriei noastre. Aceste variații se pot pune în evidență foarte ușor cu ajutorul hărților cu izobare, fie că sînt hărți sinoptice, fie că sînt construite luîndu-se în considerare valori medii diurne, lunare sau anuale.

Pentru a elimina influența altitudinii, care introduce diferențe mari de la o stație la alta, este necesar a aplica corecția de altitudine calculînd, pe baza valorii reale înregistrate, care ar fi presiunea dacă stația ar fi la nivelul mării. Pe baza acestor date corectate se pot trasa izobarele care ne vor exprima clar variația pe orizontală a presiunii atmosferice. Desigur, că de la un loc la altul, aceste variații pe orizontală pot avea valori foarte diferite în funcție de distribuția momentană a centrilor barici care afectează teritoriul țării noastre. Astfel, este posibil ca partea sud-vestică a țării să fie atinsă de o arie ciclonală și presiunea să scadă mult, în timp ce partea nord-estică să fie sub influența maximului siberian avînd o presiune ridicată. Sau se întîmplă uneori, mai cu seamă în sezonul cald, să apară formații ciclonale locale care să provoace o scădere accentuată a presiunii.

Izobarele trasate pe baza valorilor medii anuale calculate la nivelul mării arată o distribuție destul de uniformă pe teritoriul țării cu diferențe destul de mici de la o regiune la alta.

Astfel se constată că, în partea de sud-vest a țării presiunea atmosferică este mai mare cam cu 1-2 mb decât în partea de sud-est. Diferența este dată de faptul că în timpul verii anticicloul azoric se extinde trimițînd dorsale care ajung să afecteze partea vestică a țării noastre provocînd acolo o creștere a presiunii față

de partea sud-estică unde presiunea este mai mică ca urmare a extinderii ariilor ciclonale de deasupra Asiei și a Europei răsăritene.

În general, vara presiunea atmosferică scade de la nord-vest către sud-est pe teritoriul țării noastre.

În timpul iernii anticiclonul azoric se restrânge și partea vestică a țării, mai ales sud-vestul, este adesea sub influența ariilor ciclonale mediteraneene și a celor atlantice; partea estică a țării este însă sub influența anticiclonului siberian care trimite dorsale până spre centrul Europei. Așa se face că iarna presiunea descrește din spre nord-est către sud-vest pe teritoriul țării noastre.

Dintre toate variațiile presiunii atmosferice, cele mai puternice sînt cele pe verticală care sînt și cele mai sistematice, mai regulate. Scăderea presiunii la altitudini mari influențează mult o serie de procese cum ar fi, de exemplu, evapotranspirația care se intensifică foarte mult în asemenea condiții și plantele s-au adaptat în diverse moduri spre a rezista la pierderile accentuate de apă. Variațiile pe orizontală ale presiunii aerului constituie factorul care pune în mișcare masele de aer formînd vînturile locale dintre care sînt foarte evidente brizele în regiunea litoralului și vînturile de munte-vale din zona montană care apar datorită acestor diferențe locale de presiune.

VII. REGIMUL VINTURILOR

Circulația aerului deasupra teritoriului țării noastre este determinată de poziția, dezvoltarea și deplasarea sistemelor barice principale și secundare (anticiclonul siberian, anticiclonul azoric, minimul islandic, centrele de minimă presiune de deasupra bazinului mediteranean, minima din sud-vestul Asiei etc) în interacțiune cu suprafața subiacentă și factorii radiativi.

În mod alternativ, teritoriul țării noastre se află cînd

sub influența unuia, cînd sub influența conjugată a două sau mai multe formațiuni barice răspunzătoare de circulația aerului. Această circulație este influențată efectiv în stratul limită al atmosferei de ansamblul condițiilor geografice, între care relieful primează.

Diversitatea reliefului românesc, orientarea diferită a acestuia, față de advecția maselor de aer, ca și gradul său de fragmentare sînt factori care influențează principalele caracteristici ale vîntului-direcția și viteza.

Elementul esențial al orografiei, care constituie obstacolul major în calea maselor de aer, modificîndu-le direcția, viteza sau uneori barîndu-le complet trecerea este lanțul muntos al Carpaților.

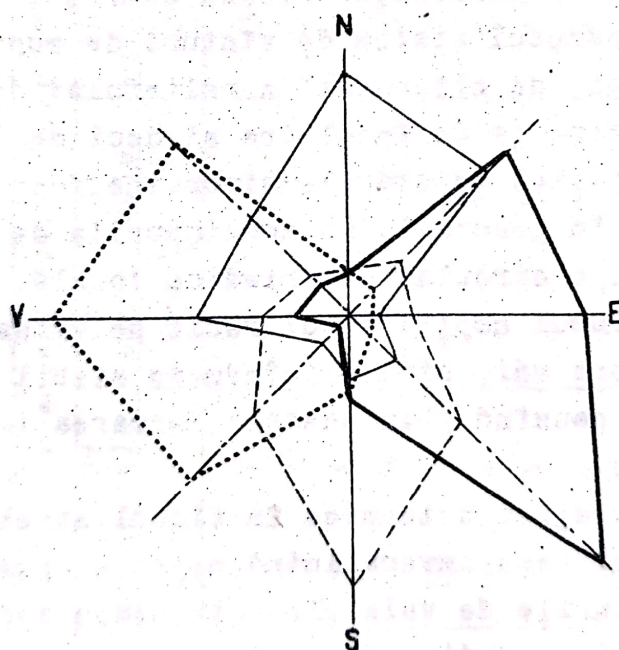
Acesta, alături de alte denivelări ale suprafeței subiacente (dealuri, coline și chiar înălțimi minore-păduri, construcții etc) contribuie la intensificarea vîntului în unele sectoare, ori la slăbirea lui în altele, creînd în acest mod în diverse regiuni ale țării un regim specific al vînturilor, în unele cazuri chiar destul de complicat.

1. Direcția vînturilor.

Observațiile plurianuale asupra variației diurne a direcției vîntului au pus în evidență în unele cazuri (regiunea litoralului și zona muntoasă) modificarea acesteia în decurs de 24 de ore.

În regiunea litoralului, de exemplu, încălzirea inegală a apei și uscatului crează diferențe de temperatură a aerului care fac ca presiunea să aibă valori diferite: ziua mai mare deasupra mării, iar noaptea deasupra uscatului. De aceea, ^{circulația} se face în timpul zilei dinspre mare spre uscat iar noaptea invers. Așa de exemplu, la Constanța, direcția vîntului în diminețile de vară (ora 8) este dominantă dinspre nord (23,8%) și nord-vest (20,8%). La amiaza (ora 14) cînd influența mării este mai pronunțată, vîntul suflă dinspre sud-est (20,8%), în timp ce dinspre nord, vîntul se reduce la numai 6,6%, iar dinspre nord-vest la 9,9%

- 144 bis -



Legenda:
..... la ora 02.
—— la ora 08.
—— la ora 14.
- - - - la ora 20.
Scara: 1% = 2mm.

Fig. 34 Frecvența diurnă a vântului (%) la Constanta
în luna iulie. (după St. Stoianescu).

(fig.34). La ora 20, pe măsura scăderii procesului de insolație, frecvența predominantă, în special vara, se axează pe direcțiile sud-est și sud, afară de iarna când vestul are ponderea cea mai mare. În orele de noapte (02) s-a observat (E.Cristodor și colab., 1966) o descreștere a frecvenței pe direcția sud și o creștere pe direcțiile vest, nord-vest și nord. De aici rezultă că trecerea de la briza de zi la cea de noapte se face prin rotirea vântului în sensul acelor de ceasornic; dimineața vântul bate mai frecvent din nord, iar seara din sud.

De asemenea, înregistrările anemografice și cele de la orele climatologice de bază, efectuate în zonele muntoase (Vf. Omu-valea Prahovei, Ceahlău-valea Bistriței), au pus în evidență existența unei circulații locale diurne a aerului concretizată în cunoscutul sistem de vânturi de munte-vale.

În aceste regiuni, de alternanță a reliefului de văi și creste înalte, cu diferențe de încălzire și deci de presiune atmosferică se identifică în stările sinoptice foarte stabile (anticiclonale în general), în anotimpurile de vară și de toamnă în special, o circulație periodică locală. În cadrul acesteia, în timpul nopții aerul răcit pe versanți aluneacă descendent spre văi, stratificându-se stabil în ordinea densității lui, cauzând prin aceasta formarea inversiunilor de temperatură.

Ca efect al insolației puternice în timpul zilelor senine, sensul circulației este invers, luând naștere opusul vânturilor de munte, vânturile de vale. Ele antrenează spre culmi aerul mai cald și mai umed din văi. De aceea, sporesc pe creste nebulozitatea (prin formațiuni cumuliforme), micșorează insolația, cauzând în final aversele de precipitații însoțite de furtuni puternice.

Vânturile de munte-vale se dezvoltă pe verticală, independent de deplasarea orizontală a aerului, dictată de circulația generală și se intensifică pe măsura slăbirii curentului general de advecție.

Din observațiile multianuale (Fl. Mihăilescu, 1966) a re-

Tab.-7.Frecvența vînturilor periodice locale la Piatra Neamț
în perioada 1961-1970 (după Fl.Minăilescu)

Luna	Frecvența vînturilor (%)					Periodicitatea (%)			
	de munte	de vale	de munte	de vale	de munte				
	de munte	de vale	de munte	de vale	de munte				
	Ora 01	Ora 07	Ora 13	Ora 19	Ora 19				
I	24	4	23	7	1	37	0	22	34
II	22	1	25	5	1	42	0	15	36
III	32	4	30	4	0	57	2	14	47
IV	46	1	44	0	0	64	0	35	56
V	51	4	39	2	0	76	2	23	66
VI	49	5	40	4	0	74	0	23	64
VII	47	5	40	3	0	73	3	22	62
VIII	46	5	44	2	0	89	1	10	70
IX	39	2	39	2	0	79	4	6	60
X	46	3	35	2	0	89	8	5	69
XI	24	2	25	3	4	45	0	12	38
XII	12	3	22	5	1	32	0	19	30

Tab. 8 - Frecvența vînturilor periodice locale la Ceahlău Munte în perioada 1961-1969 (după Fl. Mihăilescu)

Luna	Frecvența vînturilor (%)						Periodicitatea (%)
	de munte		de vale		de munte		
	Ora 01	Ora 07	Ora 13	Ora 19	Ora 01	Ora 07	
I	3	1	4	2	5	2	6
II	4	7	0	1	14	5	11
III	11	9	0	2	24	5	18
IV	19	9	0	5	27	9	24
V	17	7	5	4	32	7	27
VI	16	4	4	7	25	7	24
VII	17	4	2	1	20	9	23
VIII	14	5	4	1	22	3	21
IX	19	18	1	10	33	7	30
X	13	11	0	3	34	9	24
XI	1	6	0	1	6	1	7
XII	2	5	0	2	7	4	7

ieșit că vânturile de vale întrec ca frecvență vânturile de munte, din cauză că în văi procesele de încălzire, prin insolație, sînt mai intense. În general, s-a constatat că, frecvența vînturilor periodice locale se micșorează odată cu creșterea altitudinii (tab. 7, 8),

De asemenea, înregistrările au mai evidențiat că în cazurile în care apar suprafețe acvatice întinse, capabile să introducă modificări în regimul diurn al frecvenței vînturilor, circulația locală este mult mai complicată. Așa de exemplu, în zona lacului de acumulare Izvorul Muntelui-Bicaz, regimul circulației este mai complex, deoarece vînturile de munte-vale se dezvoltă concomitent cu brizele de lac. Acumularea și stagnarea aerului în timpul inversiunilor favorizate de existența lacului, duc în cele din urmă la scăderea periodicității vînturilor de munte (tab. 8).

În cursul anului, frecvența vînturilor pe direcții variază, de la un sector la altul, în funcție de circulația maselor de aer și de obstacolele întîlnite de acestea.

Deși cu variații mari de la o lună la alta și mai ales de la an la an, datele asupra frecvenței medii plurianuale a vînturilor arată în primul rînd influența munților Carpați, care în exteriorul lor orientează în general vînturile paralel cu direcția culmilor principale, ca de exemplu: de la nord-vest și sud-est în Moldova de Nord (Botoșani și Iași), de la nord și sud sau nord-est și sud-vest în Moldova Centrală și de Sud (Bîrlad, Galați), de la nord-est și sud-vest în partea estică a Cîmpiei Române (București), de la est și vest în restul acestei cîmpii (Craiova) și în sfîrșit, de la sud și nord în Cîmpia Vestică (tab. 9_a). În interiorul arcului carpatic, ca urmare a adăpostului aerodinamic, se constată o distribuție mai uniformă a vînturilor pe cele opt direcții, cu mențiunea că frecvența lor este redusă (Sighișoara) în favoarea calmului atmosferic care crește deosebit de mult (Sighișoara 64,3%, Făgăraș 42,2%).

Tab.9a- Frecvența (%) medie anuală pe direcții a vântului înregistrată
la cîteva stații din R.S.România

Stația Direcția	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Calm	Perioada
Vf. Omul	4,6	7,9	6,0	7,1	8,4	17,2	21,5	25,6	1,7	1941-1955
Sighișoara	5,9	6,6	3,2	1,5	1,2	3,3	5,2	8,8	64,3	1941-1955
Arad	12,4	7,0	3,8	13,7	13,0	10,1	8,0	10,7	21,3	1941-1955
Craiova	3,4	9,7	24,6	3,0	1,9	3,4	18,7	9,6	26,3	1941-1955
Caracal	3,7		18,7	4,3	2,5	3,9	18,8	6,1	32,7	1946-1955
București										
Băneasa	5,0	21,6	19,7	5,0	3,3	16,8	13,8	4,9	9,9	1941-1955
Galăț	16,1	19,8	6,8	6,1	10,0	14,7	3,4	9,0	14,1	1941-1955
Tecuci	25,1	5,1	2,0	7,3	11,6	2,4	2,6	8,3	35,6	1946-1955
Birlad	30,9	8,5	1,8	4,4	13,5	10,1	4,0	6,3	20,5	1941-1955
Ieși	9,5	5,3	8,3	13,0	5,7	4,6	5,5	21,5	26,6	1941-1955
Botoșani	10,7	6,4	1,7	18,7	4,3	4,3	2,1	23,6	28,2	1941-1955
Sulina	13,1	18,3	6,4	12,5	10,9	10,4	4,2	12,5	11,7	1947-1955
Constanța	21,5	11,7	6,1	8,7	9,4	5,9	12,7	8,8	15,2	1941-1955

Tab. 9b-Frecvența (%) medie anuală a vîntului pe direcții

Stația Direcția	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Calm	Perioada
Cîmpulung Moldovenesc	2,5	2,8	9,4	8,4	3,1	8,5	31,7	5,6	28,0	1946-1955
Sinaia	31,9	15,6	4,0	4,0	20,4	3,8	0,9	3,4	16,0	1896-1915; 1921-1955
Rîmnicu Vîlcea	10,2	4,3	1,6	5,1	13,5	8,3	9,6	10,0	37,4	1941-1955
Turnu Severin	2,7	9,4	5,4	4,5	2,9	3,2	13,5	12,0	46,4	1931-1963
Calafat	2,1	5,2	8,9	13,6	5,6	10,0	11,9	12,9	28,8	1937-1963
Corabia	1,5	8,3	17,6	9,4	1,5	10,9	12,7	7,6	30,5	1937-1960
Tr. Măgurele	1,2	9,3	18,6	6,3	1,5	7,0	24,4	5,0	26,7	1937-1963
Giurgiu	1,7	12,3	17,3	4,4	4,2	14,4	10,9	2,7	32,1	1931-1963

Văile deschise canalizează și intensifică vânturile de-a lungul axei lor. Așa de exemplu, cele din Carpații Orientali dirijează vântul pe direcția nord-vest-sud-est sau în unele sectoare, de la vest la est (Cîmpulung Moldovenesc), adică pe direcții care concordă cu orientarea generală a văilor. În astfel de cazuri se remarcă o frecvență deosebit de mică a vânturilor pe direcțiile perpendiculare văilor. În Carpații Meridionali, unde majoritatea văilor sînt orientate de la nord la sud, cea mai mare frecvență a vânturilor se înscrie pe aceste direcții (tab.9b).

Pe valea Dunării, în sectorul carpato-balcanic, vânturile se canalizează de asemenea, în lungul ei, intensificîndu-se pe direcțiile vest, nord-vest (Turnu Severin). Cea mai mică frecvență înregistrînd-o aici vânturile transversale văii Dunării (sud-sud-vest și nord).

Canalizarea curenților de aer în lungul văii Dunării este pusă în evidență și mai bine de datele înregistrate mai în aval, la Corabia, Turnu Măgurele și Giurgiu. Peste tot se constată o frecvență dominantă a vânturilor din două direcții opuse: dinspre vest, sud-vest și dinspre est (tab.9b).

În zona litoralului Mării Negre, direcțiile dominante ale vîntului sînt cele dinspre nord, nord-est sau vest, nord-vest (Sulina, Constanța), în parte consecință directă a modului diferit de încălzire a suprafeței uscatului și a celei marine. Astfel, în această zonă se poate vorbi în decurs de un an de o evidentă circulație sezonieră a aerului, cu caracter "musonic" cum încearcă a introduce în literatura climatologică românească E.Cristodor și colab.(1966); iarna fiind mai frecvente vînturile dinspre uscat, iar vara cele dinspre mare, - care acum este mai rece decît uscatul din vecinătate.

La altitudini mari predomină, în tot cursul anului, circulația aerului dinspre vest, specifică latitudinilor mijlocii, în care se încadrează și teritoriul țării noastre. Așa se explică de ce la înălțimi mai mari de 2000 m,

cum ar fi de exemplu în M-ții Bucegi, pe Vf. Omu (2509 m alt. abs.), frecvența medie anuală a vântului din sectorul vestic (vest, nord-vest și sud-vest) este de peste 3 ori mai mare decât aceea a vânturilor din direcție opusă (nord-est, est și sud-est (tab. 9a).

Din acest tabel se observă că frecvența cea mai mare o au componentele de sud-vest și nord-vest, iar cea mai mică cele de sud-est și nord. La astfel de înălțimi, expuse permanent curenților aerieni, calmul atmosferic este aproape inexistent. Valorile calmului cresc treptat pe măsură însă ce altitudinea scade și gradul de adăpostire crește. De pildă, în masivul Tarcu (2180 m alt. abs.) acestea deja ajung în medie pe an la 9%. Pe văile închise, în depresiunile intramontane sau în cele intracolinare calmul înregistrează maximum (Curtea de Argeș 70,8%, Sighișoara 64,3%, Petroșeni 64%, Bistrița 56,7%, Tg. Jiu 53,2%, Brașov 40% etc).

Configurația de ansamblu a reliefului țării noastre își manifestă constant influența sa asupra regimului anual al frecvenței vântului, astfel că valorile anotimpuale și lunare medii nu se deosebesc radical de cele anuale. De aceea, pe întreg teritoriul țării, direcțiile dominante ale vânturilor se mențin aceleași în toate lunile, variind doar sub aspect cantitativ. Iată, de exemplu, la Iași, frecvența vânturilor dominante, de nord-vest, variază între 31% în luna iulie și 13,1% în noiembrie. În Cîmpia de Vest, la Arad, frecvența vânturilor dominante de sud-est variază de la 17,5% în luna noiembrie până la 11% în luna iunie etc.

O particularitate de bază a regimului frecvenței vânturilor, constatată din analiza datelor plurianuale, este aceea că, pe întreg teritoriul țării, în timpul verii, procentul vânturilor de nord-vest crește (fig. 35a), ca urmare a extinderii anticiclonului azoric la latitudini mai nordice.

Legat de transportul maselor de aer cald și umed (de

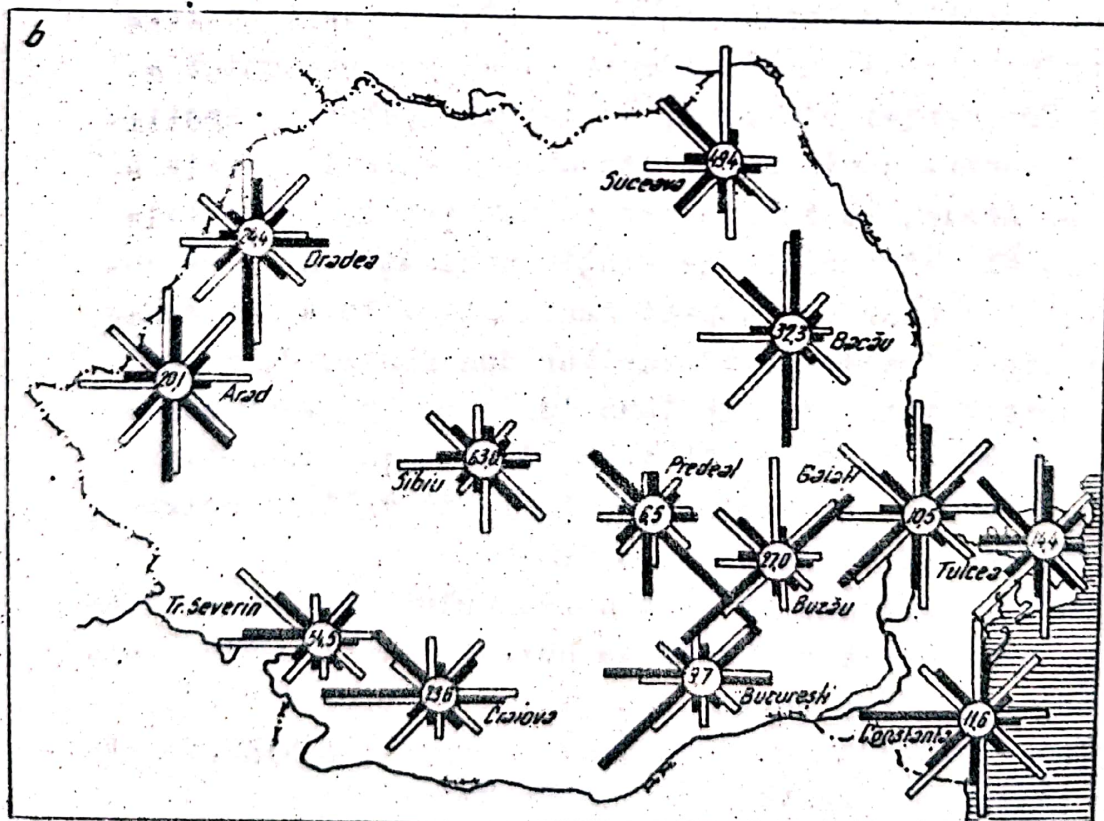
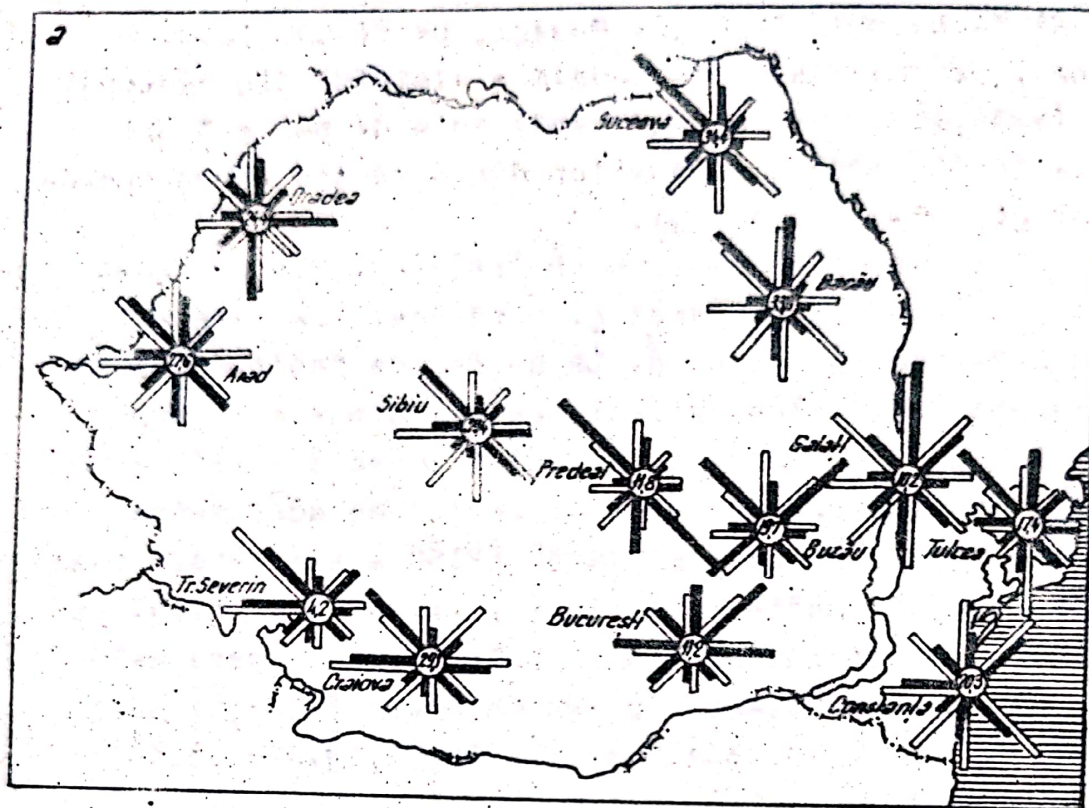


Fig.35 Frecvența direcției și vitezei vântului deasupra teritoriului R.S.România
a = vara ; b = iarna (după E.Cristodor).

la periferia estică a ciclonilor mediteraneeni) din timpul iernii se constată în toate regiunile țării, inclusiv în zona de mare altitudine, o creștere apreciabilă a frecvenței vinturilor din sectorul sudic (sud, sud-vest și sud-est).

Astfel, de exemplu, în Moldova, datorită influenței lanțului Carpaților Orientali, iarna este caracteristică, pe lângă direcția de nord, și cele de sud (Bacău)^{sud} și sud-vest (Galați). La Roman și București apar ca dominante direcțiile de sud-est și respectiv, sud-vest. În vestul țării, la Arad, Oradea, sînt acum dominante vinturile de sud și sud-est (fig. 35b).

În anotimpurile de tranziție frecvența vîntului prezintă un regim de trecere de la situația de iarnă la aceea de vară și invers.

2. Viteza vîntului

Inregistrările anemografice scot în evidență variabilitatea în timp, deosebit de accentuată, a vitezei vîntului.

Viteza vîntului este elementul care depinde, mai înainte de toate, de mărimea gradientilor barici orizontali care, la rîndul ei, depinde de contrastele termice dintre diferitele mase de aer care alcătuiesc ciclonii și anti-ciclonii,

Viteza vîntului mai este influențată și de alți factori dintre care mai importanți sînt: gradul de rugozitate al suprafeței subiacente și gradul de fragmentare al reliefului.

Ca și direcția, viteza vîntului prezintă și ea evidente variații în timp și spațiu pe teritoriul României.

Variația diurnă a vitezei vîntului se caracterizează prin modificarea vitezei lui periodic în decursul a 24 de ore. Valorile medii orare ale vitezei vîntului, calculate pe o perioadă îndelungată, arată că în regiunile joase ale țării viteza vîntului crește în timpul zilei ajungînd să atingă un maxim în primele ore de după-amiază (iarna și

Tab. 10a-Viteza medie orara a vîntului (m/s) la Bucuresti
Bucuresti in perioada 1946-1960.

Luna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Media
Ianuarie	3	6	5	3	6	6	3	8	3	8	4	2	6	4	4	4	4	0	4	3	3	3	3	3	4,0
Aprilie	3	3	4	3	3	5	2	2	6	4	4	8	8	8	9	4	4	4	2	3	3	3	3	3	3,9
Iulie	2	0	2	0	2	0	2	4	2	8	3	0	1	2	2	3	3	2	4	3	5	2	3	2	2,0
Octombrie	2	8	3	0	2	9	3	0	3	6	4	1	1	4	1	4	0	3	8	1	3	0	2	8	2,2

Tab. 10b-Viteza medie orara a vîntului (m/s) la Iasi
in perioada 1946-1960

Luna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Media
Ianuarie	18	20	19	20	21	19	19	19	20	22	23	25	26	28	28	26	23	22	22	22	19	21	21	20	22
Aprilie	20	19	18	17	16	16	18	22	25	30	36	39	40	42	43	44	43	39	32	26	26	24	22	22	23,8
Iulie	13	13	13	11	10	11	14	17	22	26	31	34	36	38	37	37	37	32	25	19	16	15	15	14	12,2
Octombrie	13	15	15	15	14	13	14	15	20	23	28	32	34	36	32	27	20	18	16	15	15	15	16	11	10

Tab.10a-Viteza medie orară a vîntului (m/s) la București -
Băneasa în perioada 1946-1955.

Luna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Me- dia
Ianuarie	3,6	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,8	3,8	4,0	4,2	4,6	4,7	4,8	4,4	4,4	4,4	3,0	4,4	3,9	3,8	3,6	3,6	3,7	3,6	4,0
Aprilie	3,3	3,4	3,3	3,3	3,2	3,2	3,6	4,2	4,4	4,4	4,8	4,8	4,8	4,9	4,4	4,8	4,4	4,4	4,2	4,3	3,3	3,3	3,2	3,3	3,9
Iulie	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,4	2,8	3,0	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,2	3,4	3,3	2,5	2,2	2,3	2,2	2,1	2,0	2,6
Octombrie	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,4	3,6	4,1	4,1	4,1	4,2	4,1	4,0	3,8	3,1	3,0	3,0	2,8	2,8	2,8	2,8	3,3	3,3

Tab.10b-Viteza medie orară a vîntului (m/s) la Iași
în perioada 1946-1960

Luna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Me- dia
Ianuarie	1,8	2,0	1,9	2,0	2,1	1,9	1,9	1,9	2,0	2,2	2,3	2,5	2,6	2,8	2,8	2,6	2,6	2,3	2,2	2,2	1,9	2,1	2,1	2,0	2,2
Aprilie	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,6	1,8	2,2	2,5	3,0	3,6	3,9	4,0	4,2	4,3	4,4	4,3	3,9	3,2	2,6	2,6	2,4	2,2	2,1	2,8
Iulie	1,3	1,3	1,3	1,1	1,0	1,1	1,4	1,7	2,2	2,6	3,1	3,4	3,6	3,8	3,7	3,7	3,7	3,2	2,5	1,9	1,6	1,5	1,5	1,4	2,2
Octombrie	1,5	1,5	1,5	1,5	1,4	1,3	1,4	1,5	2,0	2,3	2,8	3,2	3,4	3,6	3,2	2,7	2,0	1,8	1,6	1,5	1,5	1,5	1,6	1,5	2,0

Tab. 11-Viteza medie lunară și anuală a vântului (m/s)
la cîteva stații meteorologice din R.S.România

Stația	L U N I L E												Perioada	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		Anual
Sinaia	3,2	3,6	3,4	2,9	2,8	2,6	2,3	2,2	2,3	2,6	2,9	2,9	2,8	1896-1915; 1921-1955
Sibiu	2,2	2,4	2,8	2,8	2,6	2,4	2,3	2,3	2,2	2,2	2,3	2,2	2,4	1896-1915; 1921-1955
Turnu Severin	1,4	1,8	2,2	2,2	2,0	2,0	2,0	2 ⁰	1,6	1,5	1,4	1,4	1,8	1896-1915; 1926-1955
Brăila	3,1	3,1	3,2	3,2	2,9	2,9	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,8	1896-1915; 1924-1955
Constanța	4,7	4,3	4,0	3,6	3,4	3,4	3,4	3,4	3,8	4,0	4,3	4,5	4,0	1896-1915; 1921-1955

toamna) la orele 13, primăvara și vara între orele 14-17) și scade apoi spre seară și în timpul nopții, înregistrând un minimum spre dimineață (tab.10 a,b).

Această variație se datorește faptului că în timpul zilei încălzirea aerului mărește diferențele de presiune, având drept consecință intensificarea vântului. Noaptea, diferențele de temperatură și cele de presiune reducându-se mult, vântul se domolește.

Pe culmile montane înalte însă, se constată că regimul diurn al vitezei vântului are o evoluție inversă, față de cel din regiunile joase. Astfel, pe Vf.Omu, atât vara cât și iarna, cele mai mari viteze orare ale vântului se înregistrează în orele de noapte, când stratificarea termodinamică a maselor de aer este caracterizată prin stabilitate accentuată, iar cele mai mici viteze medii în orele dimineașii. Acest din urmă aspect își găsește explicația în aceea că, ziua are loc circulația convectivă a aerului (cu maximum în jurul orei 13), reducând considerabil ponderea componentei orizontale a vitezei vântului.

-Regimul anual al vitezei vântului

În funcție de regimul circulației atmosferice, în decurs de un an variază și valorile lunare ale vitezei vântului pe diferite direcții.

Analiza datelor de înregistrări plurianuale a condus la concluzii importante în legătură cu regimul acestei caracteristici eoliene și anume că: în general, cele mai mari viteze medii ale vântului se înregistrează frecvent primăvara și iarna, iar cele mai mici viteze medii lunare se observă spre sfârșitul verii și începutul toamnei (iulie-septembrie), când întreaga zonă a Europei Sudice este dominată de dorsalele Anticiclonului Azorelor (tab.11).

Cauza care face ca cele mai mari viteze medii ale vântului să se înregistreze frecvent, aproape în toate regiunile țării, primăvara și nu iarna (când valorile gradientilor termici și barici sînt deosebit de mari), rezidă în faptul că în acest din urmă anotimp sînt caracteristice

stările de vreme anticiclonale cu stratificări termice stabile ale aerului și mult calm atmosferic.

Vitezele mari ale vântului din timpul iernii sînt specifice, în primul rînd, înălțimilor mai mari de 2000 m, unde de exemplu (Vf.Omu), începînd din noiembrie și pînă în martie se înregistrează vînturi cu viteze de peste 10 m/s. În schimb, în sezonul cald al anului, viteza mișcărilor orizontale ale aerului se reduce.

Din analiza datelor incluse în tab.11 se constată că și în zona litoralului Mării Negre regimul anual al vitezei vîntului este caracterizat, de asemenea, printr-un maxim în timpul iernii (4,7 m/s) și un minim în lunile de vară (3,4 m/s).

Din analiza configurației rozelor pe direcții se constată că vitezele cele mai mari corespund vînturilor celor mai frecvente (fig. 36). De exemplu, la Iași vînturile dominante de nord-vest au și vitezele cele mai mari, în medie peste 4 m/s, la Galați vînturile de nord și cele de nord-est au viteze medii cuprinse între 5,3 și respectiv 4,3 m/s. La Constanța vînturile dominante de nord au și vitezele medii cele mai mari (peste 4 m/s), la fel, la Craiova viteze mari înregistrează vînturile de est, care sînt și cele mai intense etc. În zona de mare altitudine, vînturile de nord-vest (Vf.Omu) și de nord (masivul Tarcu) ating vitezele maxime extreme ș.a.m.d.

Vînturile cu frecvență redusă au și viteze scăzute, în general sub 2 m/s.

Cît privește variația vitezei vîntului în spațiu pe teritoriul țării noastre, trebuie de precizat că: sondele aerologice efectuate în atmosfera liberă au arătat că viteza vîntului crește direct proporțional cu altitudinea. În afară de aceasta, din măsurătorile efectuate la stațiile meteorologice, s-a văzut că cele mai mari viteze medii ale vîntului s-au înregistrat permanent pe culmile cele mai înalte ale munților. Aici regimul vitezei vîntului prezintă oscilații reduse, întrucît acestea depind de



Fig. 36. Rozele anuale ale vintului (după O. Neacșa).

viteza de deplasare a maselor de aer care ne afectează teritoriul. Astfel, media plurianuală (1961-1967) a vitezei vântului la stația meteorologică de pe Vf. Omul este de 11,0 m/s, depășind în lunile de iarnă 14 m/s (februarie).

În afara regiunii montane, viteze mari ale vântului se înregistrează și în zona litoralului românesc al Mării Negre, ca rezultat al influenței regimului dinamic local și al gradului de rugozitate foarte redus al regiunilor limitrofe (Podișul Dobrogei și suprafața marină). De asemenea, viteze mari apar în Podișul Dobrogei, în partea de răsărit a Cîmpiei Române sau în unele sectoare ale Cîmpiei de Vest, adică în regiuni deschise, fără obstacole în cale, unde viteza medie anuală a vântului este de cca. 3 m/s.

Cele mai slabe vânturi bat în regiunile adăpostite, închise cum ar fi de exemplu în cele subcarpatice, în depresiunile intracarpatică, în Podișul Transilvaniei unde viteza vântului scade la 1-2 m/s și uneori chiar sub 1 m/s.

Peste tot, zilele cu vînt mai puțin intens alternează cu cele de vînt foarte puternic. În acest sens sînt deosebit de caracteristice însă vînturile din zona montană înaltă. Aici vîntul bate frecvent cu viteze de uragan, exercitînd prin aceasta o evidentă acțiune de corozivitate, creînd forme bizare eoliene ori stingherind dezvoltarea vegetației și determinîndu-i cunoscuta adaptare morfologică la condițiile locale de mediu.

Din punct de vedere practic însă pentru o serie de ramuri ale economiei (construcții, hidrotehnică, agricultură, transporturi, balneologie etc) interesează cu precădere pe lîngă vitezele medii și cunoașterea vitezei maxime a vîntului.

Înregistrările anemografice de pe teritoriul țării noastre conduc la concluzia că pînă în prezent vitezele maxime ale vîntului s-au manifestat iarna și la începu-

tul primăverii, fie în regiunile înalte, fie în cele cu deschidere largă. Așa sînt bunăoară, vitezele de 38 m/s înregistrate la București (ianuarie 1962), cele de 35 m/s observate la Rădăuți, Suceava, Huși, Galați, Hirsova (ianuarie 1966), cele ≥ 40 m/s produse în regiunile de munte și în cele de mică înălțime din estul țării (ianuarie 1966). Ca viteză maximă, înregistrată de instrumentele meteorologice pe Vf. Omul este menționată aceea de 43,8 m/s (decembrie 1955). Maxima absolută pe țară a vitezei vîntului s-a produs însă în regiunile joase, în intervalul 4-7 ianuarie 1966, cînd cu ajutorul instrumentelor, atît timp cît au funcționat (din cauza vitezei prea mari observațiile s-au întrerupt), s-au înregistrat la Iași și Botoșani, la rafale, viteze de 55 m/s. Această viteză, echivalentă cu 198 km/oră, a avut drept consecință declanșarea viscolului de-o intensitate necunoscută pînă acum în țara noastră.

Vîntul fiind elementul climatic cel mai variabil, se caracterizează printr-o mare neuniformitate a distribuției vitezei sale în timp.

În general, cele mai frecvente cazuri sînt cele în care viteza vîntului este redusă (1-2 m/s).

Primăvara apar situații frecvente în care viteza vînturilor oscilează între 6 și 12 m/s. Procentul cel mai scăzut al acestor vînturi este înregistrat în timpul verii, cînd circulația aerului este mai puțin activă.

Depinzînd direct de gradul de adăpostire și de rugozitate al suprafeței subiacente, frecvența acestor zile, considerate cu vînt tare, se repartizează foarte neuniform pe teritoriul țării.

În cuprinsul Cîmpiei Române, în cursul unui an se înregistrează, în medie, între 70-80 de zile. Pe văile mai importante, ca cele ale Siretului, Prutului, Bîrladului și în Cîmpia Moldovei, numărul anual de zile cu vînt tare variază, în medie, între 45-65. Pe măsură ce altitudinea reliefului crește numărul lor sporește și mai mult, ca de

exemplu în porțiunile cele mai înalte ale Podigului Sucevei sau Birladului.

Numărul mediu anual al zilelor cu vînt tare scade treptat în vestul țării (40-60 zile) și în regiunea interioară lanțului carpatic, unde acestea coboară pînă la 25 de zile.

Cea mai mare frecvență a zilelor cu vînt tare se înregistrează tot în zona muntoasă, unde am văzut că și viteza medie atinge valorile cele mai ridicate. Pe Vf. Omul se înregistrează în medie, cca. 200 de asemenea zile pe an. Sînt însă ani cînd în toate regiunile țării aceste valori medii anuale sînt cu mult depășite. De exemplu, în anul 1947, pe Vf. Omu s-au observat un număr de 258 zile cu vînt tare.

Numărul mediu anual de zile în care viteza vîntului este egală sau depășește 16 m/s este mai redus în toate cazurile față de cel anterior. Acesta este cuprins în general între valori $\leq$ 1-4 zile pe an în regiunile adăpostite (în depresiuni, pe văi înguste și închise etc) și 200 de zile pe an în regiunile montane-pe culmile cele mai înalte, expuse din plin advecției aerului. De exemplu, în masivul Tarcu (2180 m alt.abs.), din înregistrările efectuate în perioada 1961-1965, reiese că numărul unor asemenea zile s-a ridicat în medie la 194 pe an.

*

Pentru ca tratarea asupra acestui element climatic să fie completă, este necesar să mai precizăm că, relieful și centrul regional sau local de maximă și minimă presiune creează condiții speciale deplasărilor maselor de aer, dînd vînturilor un caracter regional, ori local.

În afară de faptul că aceste deplasări pe orizontală ale diverselor mase de aer sînt cunoscute în limbaj climatologic, în funcție de direcție și frecvența originilor, sub numele de: a) atlantic (vînturile de vest, de origine maritimă, încărcate cu mari cantități de vapori de apă atît iarna, dar mai ales vara), b) polar sau gröen-

landez (vânturi cu direcție dinspre nord, nord-est sau nord-vest, caracteristice perioadei reci a anului) și c) tropical (vânturi sudice, care transportă mase de aer tropical generatoare de timp frumos), mai menționăm că populația din diverse regiuni ale țării le cunoaște sub denumirile de: crivăț, austru, vântul negru, vântul mare, coșova și băltaret.

1. Crivățul, cunoscut în popor și sub numele de "Suci-lă", este vântul care bate în partea de răsărit a țării în special iarna din direcția nord-est. Obisnuit se manifestă ca un vânt foarte rece (contribuie la scăderea temperaturii până la sub -35°C), cu viteză mare care depășește frecvent 20 m/s. Este determinat de existența simultană a anticiclonului euro-asiatic și a ciclonilor localizați deasupra Mării Mediterane. Atunci când are loc deplasarea aerului siberian, către depresiunile mediteraneene, în parte migrate spre bazinul Mării Negre, el este însoțit de ninsoiri abundente și de viscole puternice. Prin acest din urmă efect, ca și prin scăderea bruscă a temperaturii aerului și solului, crivățul este un vânt care produce pagube în economie.

Uneori, crivățul poate afecta și regiuni intracarpatică. Așa este cazul cu depresiunea Brașovului, în care reușește să se canalizeze pe lângă culmea Nemirei, de unde ajunge ca o ultimă ramificație a acestuia, cunoscută aici chiar sub numele de vântul Nemira.

2. Austrul. În general, apare ca un vânt opus crivățului, atât din punct de vedere al direcției, cât și din punct de vedere al efectelor termice și hidrice.

Este determinat de existența unei arii anticiclonale situate în zona dinaro-balcanică care se deplasează către o depresiune centrată fie deasupra Podișului Transilvaniei, fie în estul Cîmpiei Tisei. Are direcția de deplasare dinspre sud-vest sau sud, fiind un vânt uscat, caracteristic tuturor anotimpurilor, iarna produce ger, iar vara temperaturi foarte ridicate și secetă. Acest vânt a-

landez (vânturi cu direcție dinspre nord, nord-est sau nord-vest, caracteristice perioadei reci a anului) și c) tropical (vânturi sudice, care transportă mase de aer tropical generatoare de timp frumos), mai menționăm că populația din diverse regiuni ale țării le cunoaște sub denumirile de: crivăț, austru, vântul negru, vântul mare, coșova și baltareț.

1. Crivățul, cunoscut în popor și sub numele de "Suci-1ă", este vântul care bate în partea de răsărit a țării în special iarna din direcția nord-est. Obisnuit se manifestă ca un vânt foarte rece (contribuie la scăderea temperaturii până la sub -35°C), cu viteză mare care depășește frecvent 20 m/s. Este determinat de existența simultană a anticiclonului euro-asiatic și a ciclonilor localizați deasupra Mării Mediterane. Atunci când are loc deplasarea aerului siberian, către depresiunile mediteraneene, în parte migrează spre bazinul Mării Negre, el este însoțit de ninsoări abundente și de viscoale puternice. Prin acest din urmă efect, ca și prin scăderea bruscă a temperaturii aerului și solului, crivățul este un vânt care produce pagube în economie.

Uneori, crivățul poate afecta și regiuni intracarpătice. Așa este cazul cu depresiunea Bragovului, în care reușește să se canalizeze pe lângă culmea Nemirei, de unde ajunge ca o ultimă ramificație a acestuia, cunoscută aici chiar sub numele de vântul Nemira.

2. Austrul. În general, apare ca un vânt opus crivățului, atât din punct de vedere al direcției, cât și din punct de vedere al efectelor termice și hidrice.

Este determinat de existența unei arii anticiclonale situate în zona dinaro-balcanică care se deplasează către o depresiune centrată fie deasupra Podiului Transilvaniei, fie în estul Cîmpiei Tisei. Are direcția de deplasare dinspre sud-vest sau sud, fiind un vânt uscat, caracteristic tuturor anotimpurilor, iarna produce ger, iar vara temperaturi foarte ridicate și secetă. Acest vânt a-

fectează în deosebi vestul Cîmpiei Române, dealurile Olteniei și regiunea Banatului, fără a lipsi însă și din celelalte regiuni ale țării.

3. Pentru Moldova și mai cu seamă pentru Cîmpia Română și Dobrogea este caracteristic în intervalul aprilie-octombrie suhoveiul, un vînt foarte uscat (umezeală relativă $\leq 30\%$) și foarte cald (temperatura aerului $\geq 25^{\circ}\text{C}$). În Dobrogea acesta poartă numele de "Vîntul negru" sau "Sărăcilă".

Condițiile sinoptice în care se formează suhoveiul sînt determinate de existența unui sistem anticiclonic, alimentat de mase de aer arctic, care în timpul verii se transformă în aer cald polar și chiar continental-tropical, cu temperaturi ale aerului ridicate și deci, umezeală relativă redusă.

Direcția dominantă a vîntului în zilele cu suhovei este pentru jumătatea nordică a Moldovei sud-estul, pentru cea sudică și Dobrogea sudul și sud-vestul, iar pentru Cîmpia Română vestul, în cazul advecției aerului tropical și estul în timpul advecției aerului continental.

Prin caracteristicile sale termice, hidrice, ca și prin viteza mare ($\geq 5 \text{ m/s}$) acest vînt care înregistrează în medie o frecvență anuală de 0,5-1 zi în nordul Moldovei, mai mult de 2 zile în sud-estul acesteia, ori în Dobrogea și peste 5 zile în Cîmpia Română, cu un maximum de frecvență (8-11 zile) în plină perioadă vegetativă (iunie-iulie-august), cînd poate sufla consecutiv 1-5 zile, suhoveiul este un vînt dăunător agriculturii, producînd pagube însemnate.

4. Procesele de föhnizare ale aerului, caracteristice tuturor versanților muntosi opusi advecției, își găsesc expresia cea mai clasică în vîntul local, denumit de populația din depresiunea Făgărașului, Vîntul mare.

Acest vînt se formează în situația în care în Balcani se localizează un centru de maximă presiune; iar în centrul ori nordul țării noastre există o masă de aer

cu presiune scăzută. În deplasarea sa spre nord, masa de aer anticiconală escaladează M-ții Meridionali, iar la coborîre, pe versantul opus, se încălzește adiabatic, ajungînd în depresiunile de contact-Făgăraș, Sibiu, Secaș, Hateg, ca un vînt cald, deosebit de violent uneori, provocînd prin aceasta pierderi însemnate în economia forestieră.

5. Un vînt foarte asemănător cu vîntul mare din M-ții Făgăraș este vîntul local denumit de populația din zona Oravitei, cosava sau coșavița. După N.Topor și I.Stăncescu (1965) acest vînt "este un föhn românesc foarte specific" care se produce ^{în situații} sinoptice similare föhnului elvețian, norvegian sau al celui scoțian, adică în regim baric anticiclonal sau de tranziție, cînd centrul de maximă presiune este situat în est, iar aria de minimă presiune în vestul țării. La aceste condiții sinoptice se adaugă și cele ale orografiei locale, reprezentate de zona înaltă a munților Semenic și aceea joasă (200-300 m) din vestul lor, a depresiunii Oravitei, care contribuie la formarea în regiunea Banatului a vîntului cu direcție sud-sud-est către nord-nord-vest, către Cîmpia Timisului. La coborîrea pantelor Semenicului se föhnizează intens, capătă însușiri catabatice, intensificîndu-se, astfel încît la rafale viteza lui poate depăși chiar 35 m/s. În acest fel, cosava este vîntul care imprimă climatului regiunii, alături de alți factori, o serie de caracteristici care în mod sintetic se pot a fi exprimate prin: frecvența scăzută a fenomenului de îngheț, prin cele mai calde nopți din țară, printr-o iarnă blîndă și scurtă și o vară caldă și lungă.

6. Băltăretul, Este un vînt cald și umed care bate în deosebi toamna și primăvara deasupra bălților Dunării și a regiunilor din vestul și nordul acestora. Se formează ca urmare a antrenării unor depresiuni din jumătatea vestică a țării, de către un anticiclon situat fie în preajma, fie deasupra bazinei Mării Negre. În aceste condiții ia direcția sud-est-nord-vest, transportînd aer cald

și umed. Deoarece populația din estul Cîmpiei Române îl primește ca un vînt binefăcător dinspre bălți, acesta a intrat în vorbirea curentă sub numele de "băltăreț". Recent I. Sîrcu în cursul de Geografia fizică a României îi atribuie denumirea de "euxinic".

În încheiere, este momentul să amintim și de vînturile locale periodice, sub forma brizelor de zi și de noapte din regiunea litoralului Mării Negre sau de cele observate în regiunile montane-vînturile de munte -vale, care au fost deja analizate.

*

Problema cunoașterii regimului vîntului are, pe lângă importanța teoretică, și o importanță practică. Este suficient să ne referim numai la un singur aspect, cum ar fi de exemplu, acela legat de cadastrarea energiei vîntului pe teritoriul țării.

Caracteristicile frecvenței și vitezei vîntului, cu particularitățile distribuției în timp și spațiu cunoscute, sînt corespunzătoare cerințelor economiei naționale în majoritatea regiunilor țării, mai cu seamă în timpul zilei-iarna și primăvara. Ele pot asigura un randament eficient unor motoare eoliene pentru funcționarea cărora trebuie o viteză de cel puțin 3 m/s.

Cercetările în acest sens, efectuate de St. Stoenescu și colab. (1965), arată de exemplu, că, vînturile cu viteze ≥ 6 m/s totalizează pe an cca. 1100-1500 de ore în partea de mijloc a Cîmpiei Române, 1600 ore în Cîmpia de Vest și în sudul Cîmpiei Române, 2000-3000 de ore pe văile principale din Moldova și 2500-3500 de ore pe litoralul Mării Negre. Deci, alături de zonele cele mai înalte, acestea ar fi regiunile unde energia eoliană ar putea fi folosită la maximum, cu ajutorul uzinelor eolice.

RAIONAREA CLIMATOLOGICA A

TERITORIULUI R.S.ROMANIA

O problemă care a preocupat deopotrivă pe diverși spe-

cialiști (meteorologi, pedologi, geografi) a fost aceea a împărțirii teritoriului țării, potrivit particularităților climatice, în provincii, sectoare și tipuri climatice, determinate de așezarea în ^{cuprinsul} continentului, întinderea în latitudine și de caracteristicile reliefului.

Separarea unor unități taxonomice bazate pe particularitățile elementelor climatice din diverse regiuni fizico-geografice, ca și caracterizarea analitică de detaliu a climei acestora a constituit și constituie încă una dintre cele mai importante, dar complexe, probleme ale climatologiei, în general, și a celei referitoare la teritoriul României, în special.

Realizarea acesteia, deși încercată de mai multe decenii, nu a ajuns într-o formă definitivă nici *până acum*. Aceasta din cauză că, cercetătorii care și-au îndreptat atenția spre asemenea probleme au întâmpinat o serie de greutăți, între care pe primul loc se situează lipsa unor șiruri lungi de observații omogene, care să se refere la aceeași durată de timp, aceeași grupare de ani, obținute prin prelucrare după aceleași metode.

După concepția modernă, pentru ca o raionare climatologică să corespundă întru totul din punct de vedere științific, trebuie să îndeplinească o seamă de condiții, ca de exemplu:

- în caracterizarea climatică să folosească șiruri lungi de date omogene;
- să țină seama de limitele naturale ale regiunii și să ia în considerație răspândirea asociațiilor vegetale și a tipurilor de sol;
- să aibă în vedere și dinamica maselor de aer care afectează regiunea. Deci, în caracterizarea regimului elementelor de temperatură, de umezeală atmosferică și de dinamică a aerului să se plece de la factorii climatogeni de bază.

*

Dintre toate clasificările climatelor globului,

cea care a fost aplicată pe baza analizei amănunțite a elementelor climatice, în condițiile variate de relief și vegetație ale țării noastre, a fost clasificarea naturală a lui W.Köppen.

Cei care au folosit prima dată formulele cu simboluri literale Köppen, bazându-se și pe criterii pedo și biogeografice, au fost: E.Oteteliganu, C.Dissescu și pedologul N.Cernescu. Ei separă pe teritoriul țării noastre trei provincii climatice notate cu ajutorul majusculilor și minusculilor literale. În interiorul fiecărei provincii deosebesc tipuri climatice. Fiecare dintre literele folosite exprimă caracteristici climatice specifice.

Astfel, s-au deosebit:

1. Provincia climatului de stepă aridă (BS)
2. "- "- temperat umed (Cf)
3. "- "- boreal (Df).

Pentru a caracteriza mai bine și mai amănunțit fiecare dintre aceste provincii sub raportul temperaturii și al precipitațiilor atmosferice, Köppen a adăugat, pe lângă majuscule, după cum se vede, câteva minuscule literale, care redau alte particularități climatice decât cele arătate mai sus.

De exemplu, folosește: litera "a" pentru a arăta că temperatura lunii celei mai calde este mai mare de 22°C , litera "b" pentru a indica caracteristica termică a lunii celei mai calde, dar care are valoarea temperaturii sub 22°C , litera "f" ca să arate caracteristici climatice generate de ploaie sau zăpadă suficientă în tot timpul anului.

Regiunile climatice care cuprind tipuri notate cu litera "k" se caracterizează prin iarnă rece, temperatura lunii celei mai calde peste 18°C , cele cu "k'", au temperatura lunii celei mai calde sub 18°C , iar cu "x" un climat în care maximum de precipitații se produce la începutul verii.

Pedologul N.Cernescu, în lucrarea intitulată:

"Facteurs de climat et de zones de sol en Roumanie", publicată în anul 1934, aplică la condițiile teritoriului țării noastre aceste principii, deosebind:

1) Climat de stepă (BS), cu regiuni secetoase, caracterizate printr-un accentuat continentalism. Cuprind două tipuri climatice notate cu formulele: BSax și BSbx (fig. 37).

2) Climat temperate (Cf), cu regiuni umede și iarnă moderată, cu trei tipuri de climat, notate pe hartă cu formulele: Cfax, Cfbx și Cfbk.

3) Climat boreale (Df), cu regiuni umede și iarnă aspră, deoarece precipitațiile cad tot timpul anului, iar temperatura lunii celei mai reci este sub -3°C . În interiorul acestei regiuni climatice se deosebesc două tipuri climatice, în funcție de limitele între care variază temperatura lunii celei mai calde și anume: tipul de climat Dfax, cu temperaturi peste 22°C și tipul de climat Dfbx, asemănător în parte cu cel anterior, dar cu veri mai puțin călduroase (sub 22°C).

Tot din această provincie climatică face parte și regiunea boreală cu ierni aspre și veri răcoroase în care temperaturile lunii celei mai calde variază între 18 și 20°C , în tipul Dfbk și coboară sub 18° în cazul tipului Dfk'. Acest din urmă tip ocupă regiuni cu înălțimi cuprinse între 800-1000 m altitudine. Mai sus de această limită s-a identificat tipul de climat Dfck în care temperaturile negative sînt posibile oricînd în timpul anului.

Mai tîrziu, geograful V. Mihăilescu (1936) în lucrarea de sinteză asupra Geografiei fizice a României, tratează clima privită sub raportul legăturii strînse dintre relieful și așezarea României, cu consecințele ei directe în hidrografie, floră și faună, împărțind teritoriul țării în regiuni climatice ținînd seama de relieful și vegetație.

În acest fel, plecînd de la aceste criterii distinge:

- un climat de munte cu două nuanțe și anume: alpină

și subalpină;

- un climat de tranziție al regiunii colinare (până la altitudini de 700 m) și
- un climat de stepă (cîmpie) cu mai multe regiuni:
 - pontică
 - bănățeană
 - panonică
 - bucovineană.

Asemenea lucrări nu și-au mai făcut apariția pînă în anul 1957, cînd tot V.Mihăilescu publică sub titlul: "O schiță de hartă topoclimatică a R.P.Române" o nouă încercare de împărțire climatică a teritoriului țării, folosind criterii geografice de altitudine, expunere a reliefului ș.a.m.d.. Cu această ocazie deosebește din punct de vedere topoclimatic trei etaje:

- etajul topoclimatului de munte (alpin și subalpin)
- etajul topoclimatului intermediar sau de dealuri (submontan și colinar)
- etajul topoclimatului de cîmpie (cu altitudini sub 200 m).

Toate aceste etaje fac parte, după V.Mihăilescu, din provincia topoclimatică denumită de autor, sunt carpatică sau dacică și din cele patru sectoare ale provinciei topoclimatice care sînt dezvoltate și deasupra teritoriilor țărilor vecine, adică:

- sectorul pontic
- "- panonic
- "- submediteraneean
- "- subbaltic.

După cum se observă, întocmirea acestei raionări pe criterii topoclimatice s-a făcut pe baza concepției autorului, care a stat și la baza raionării elaborate în anul 1936, cînd nu exista încă în circulația literaturii de specialitate, termenul de topoclimat (acesta, fiind introdus, după literatura străină, pentru prima dată în țara noastră de St.Stoenescu, în anul 1957).

De aceea, găsim o asemănare perfectă între aceste două raionări (elaborate la date cu totul diferite), când este vorba de fixarea limitelor sau etajelor.

Totuși, ea rămâne importantă prin modul de punere al problemelor într-un domeniu nou al climatologiei regionale, mai ales că s-a făcut apel la elemente inedite, față de cele din anul 1936, aprijinind caracterizarea acestor topoclimate pe datele de observații cuprinse în cele trei fascicule ale Atlasului climatologic (regimul termic pluviometric și eolic), apărute între anii 1949-1954, ca și pe foarte numeroase observații asupra climei de pe porțiuni restrânse, adunate cu migală de către autor sau alți geografi.

Problema raionării climatice a teritoriului țării noastre este reluată într-o nouă etapă a cercetărilor climatologice, care coincide cu reorganizarea rețelei de stații meteorologice cu reamplasarea acestora în punctele cele mai reprezentative sub aspect climatic.

Astfel, numai cu trei ani mai târziu, într-o formă îmbunătățită, V. Mihăilescu în colaborare cu St. Stoenescu prezintă la Stockholm, în cadrul Congresului internațional de geografie lucrarea: "La carte climatique et topoclimatique de la R.P. Roumaine". Unitățile taxonomice utilizate de data aceasta fiind sectorul, etajul și tipul climatic.

Pe această hartă, autorii separă 6 sectoare climatice, notate în ordine cu cifre romane și 3 etaje, notate cu cifre arabe, așa după cum urmează:

I. Sectorul climatului continental moderat, la care aparține toată Cîmpia Tisei, Podișul Transilvaniei și depresiunea Maramureș, în care sînt dominante advecția aerului umed și activitatea frontală;

II. Sectorul climatului continental, localizat în Cîmpia Română, la est de Bălilești, Dobrogea, Podișul Central Moldovenesc și sudul Moldovei. Caracteristica de bază a acestui sector climatic fiind advecția aerului continen-

tal dinapre est;

III. Sectorul climatic de influență marină, care se suprapune litoralului românesc al Mării Negre și Deltei Dunării;

IV. Sectorul climatului montan;

V. Sectorul de interferență climatică din sud-vest, în care se resimt influențe climatice submediteraneene, răspândit în cea mai mare parte a Banatului și sud-vestul Olteniei;

VI. Sectorul nord-estic în care intră Podișul Sucevei și Cîmpia Moldovei.

Avînd în vedere diferențierea în funcție de altitudinea reliefului a dezvoltării proceselor atmosferice ca de exemplu: stratificarea maselor de aer, poziția suprafețelor frontale și variația nivelului de condensare, ora celui de convecție, subliniază existența zonalității pe verticală a climatului, separînd trei etaje:

1. Climatul cîmpurilor

2. -"- dealurilor

3. -"- munților. În cadrul acestui din urmă etaj, autorii identifică existența a două subetaje bine distincte: climatul munților înalți, la care se includ masivele cu altitudini mai mari de 1800-1900 m din Carpații Meridionali și de 1600-1750 m din sectorul nordic al Carpaților Orientali. Cel de al doilea subetaj montan este acela al climatului munților mijlocii, tributar reliefului carpatic cu înălțimi cuprinse între 800 și 1900 m alt. abs.

Plecînd de la faptul că măsurătorile efectuate pe platformele meteorologice standard nu redau suficient particularitățile reale ale distribuției valorilor bilanțului de radiație și de căldură - cu influență deosebită în generarea tuturor proceselor meteorologice - și că aceste valori depind în primul rînd de albedoul suprafeței active extrem de neomogenă (descoperită, acoperită cu vegetație, cu zăpadă, condiții pedologice și geomorfologice

variate), din punct de vedere fizico-geografic, autorii găsesc necesar să deosebească în fiecare sector și etaj climatic o serie de tipuri topoclimatice cum ar fi: suprafețele topoclimatice din câmpii, cu arii topoclimatice de pădure și de stepă, suprafețele topoclimatice din regiunea dealurilor, care corespund: depresiunilor și văilor, versanților cu diverse orientări, vîrfurilor de dealuri, regiunilor expuse efectelor de föhn și în sfîrșit, suprafețele topoclimatice din munți, în care principalele topoclimate sînt cele care se suprapun vîrfurilor, versanților și văilor.

Reușindu-se să se facă o analiză minuțioasă a girurilor lungi de observații meteorologice, excluzîndu-se neomogenitățile, s-a ajuns la elementele de bază necesare întocmirii unei hărți de raionare climatică, al cărei autor este St.M.Stoenescu, hartă publicată în Anexa vol.I-Monografia geografică a R.P.Române, în anul 1960.

Principiul care a stat la baza acestei hărți de raionare climatică se deosebește fundamental de principiile folosite anterior, fără a le omite^{în} pe acestea. În trecut, pentru stabilirea provinciilor și regiunilor climatice se foloseau numai anumite particularități ale regiunii climatice, neglijîndu-se însă importanța factorilor genetici ai climei-condițiile de dezvoltare a dinamicii regionale și locale.

În elaborarea noii hărți de raionare climatică, St. Stoenescu ia în considerație particularitățile fizico-geografice ale țării noastre și influența acestora asupra genezei și dezvoltării proceselor atmosferice, acordînd un rol deosebit de important orografiei-în special lanțului carpatic și bazinului Mării Negre.

Înainte de a trece la analiza acestei hărți, pentru care ne rezervăm un spațiu mai mare, întrucît o considerăm cea mai corespunzătoare din cîte s-au elaborat pînă în prezent, mai menționăm că, în aceeași perioadă, au mai lucrat în aceeași problemă și alți geografi cum ar

fi de exemplu I. Gugiuman.

În harta întocmită pentru partea de est a teritoriului României, autorul completează cu o serie de detalii harta elaborată anterior de St. Stoenescu, conturând aici două provincii climatice - provincia climatică montană și provincia climatică continentală.

Din prima provincie fac parte Carpații Orientali cu trei ținuturi climatice:

- ținutul climatic al munților înalți (peste 1700 m);
- ținutul climatic al munților mijlocii, în care include restul masei carpatice și dealurile subcarpatice a căror altitudine absolută depășește 700 m;
- ținutul climatic al zonei subcarpatice externe cu două regiuni climatice:
 - regiunea climatică submontană a Sucevei și
 - regiunea climatică subcarpatică propriu-zisă, situată la sud de culmea Plegului, cu adăpost orografic dinspre est, unde clima este mai caldă.

Cea de a doua provincie climatică corespunde în totalitate Podigului Moldovei și unei părți din Cîmpia Română, situată la nord de valea Siretului inferior. Și aici, autorul deosebește trei ținuturi climatice în funcție de diferențierea caracteristicilor climatice date de regimul termic, eolic și pluviometric. Aceste ținuturi sînt:

1. Ținutul climatic al dealurilor înalte (300-600 m), în care intră subunitățile fizico-geografice ale Podigului Sucevei, Podigului Bîrladului și partea nordică a Podigului Covurlui, subunități care dau și numele celor trei regiuni climatice care le corespund întru totul ca limite.
2. Ținutul climatic al dealurilor joase, din care face parte cîmpia deluroasă a Moldovei, cîmpia deluroasă Hugi-Elan și terasele Bîrladului.

În acest ținut separe două regiuni-regiunea climatică de nord (depresiunea Jijia-Bahlui) și regiunea climatică de sud (depresiunea Hugi-Elan și zona teraselor Birladului mijlociu și superior).

Spre marginea de vest și de sud a regiunii climatice de nord, autorul individualizează și o subregiune climatică a coastei Dorohoi-Cotnari-Iași, pe care o caracterizează printr-un climat mai moderat.

3. Ținutul climatic al Bărăganului și al Cîmpiei Siretului inferior.

*

Ținînd seama de geneza proceselor atmosferice în condițiile fizico-geografice foarte variate ale teritoriului țării noastre, St. Stoenescu a realizat harta despre care am anticipat că intenționăm s-o analizăm în detaliu. La acest autor unitatea taxonomică majoră este sectorul climatic. În cadrul lui distinge subsectoare, iar mai departe etaje, ținuturi și districte.

Reluînd o serie de principii care au stat la baza raionării efectuate în colaborare cu V. Mihăilescu, St. Stoenescu ajunge la concluzia că legea zonalității verticale a climei este aceea care se impune în separarea unor etaje climatice, deoarece influențează direct asupra repartiției și dezvoltării proceselor și fenomenelor atmosferice, care se diferențiază în funcție de cele trei trepte importante ale reliefului României (clima cîmpiilor, clima dealurilor și clima munților).

Potrivit acestor criterii de clasificare, de grupare a climatelor introduse de St. Stoenescu, pe teritoriul țării noastre există patru sectoare climatice:

- I-sectorul cu climă continentală-moderată
- II-sectorul cu climă continentală
- III-sectorul cu climă de litoral-maritim
- IV-sectorul cu climă de munte.

Plecînd de la faptul că între partea de nord-vest a

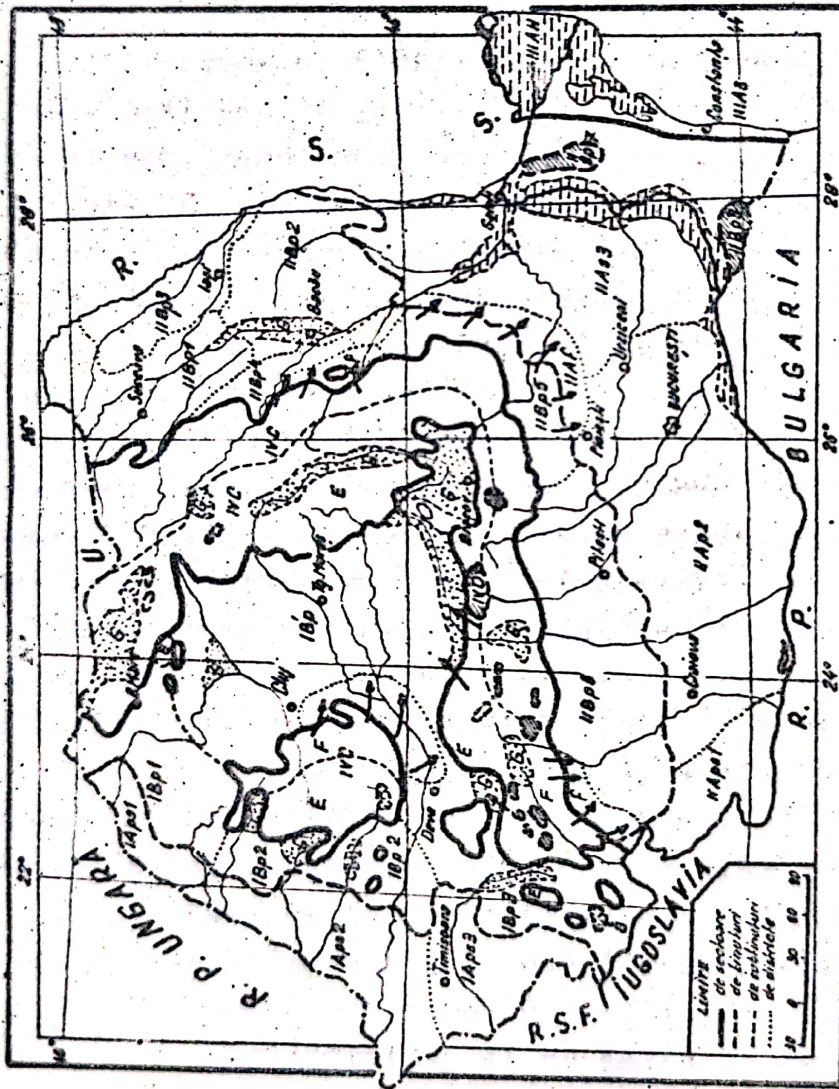


Fig.38 Harta raionării climatice a teritoriului R.S.România (după st. Stoianescu)

țării și aceea de nord-est sînt deosebiri în ceea ce privește natura maselor de aer, frecvența proceselor ciclonale etc, mai deosebite și două subsectoare climatice- subsectorul sud-vestic corespunzător regiunii Banatului și sud-vestului Olteniei unde în timpul iernii și toamna sînt predominante procesele frontale și subsectorul nord-estic pentru care sînt caracteristice pătrunderile intermitente de aer rece, făcînd astfel posibilă, oricînd în timpul anului, scăderea temperaturii aerului și creșterea duratei fenomenelor de iarnă.

I. Sectorul cu climă continentală-moderată

Acest sector cuprinde toată regiunea situată la vest de Carpați, inclusiv partea centrală a țării (fig.38) unde este caracteristică predominarea advecției maselor de aer umed (maritim-tropical, temperat și arctic) cu o activitate frontală de mare frecvență, față de aceea de pe teritoriul de la est de Carpați.

Ca urmare a acestei circulații, iarna este mai caldă, iar vara mai răcoroasă, încît amplitudinile termice diurne și anuale au valori mai reduse decît în estul țării. În schimb, umezeala aerului, nebulozitatea și precipitațiile atmosferice sînt mai ridicate, deoarece în special vara, nivelul de condensare este mai jos decît în estul sau sudul țării. Legat de aceste particularități, intervalele fără precipitații sînt mai mici, iar seceta are intensitate slabă. În timpul iernii, stratul de zăpadă se depune mai uniform, deoarece fenomenul de viscol se produce aici mai rar.

II. Sectorul cu climă continentală

Se întîlnește în regiunea așezată în sudul și estul Carpaților Meridionali și respectiv a celor Orientali. Este caracterizată din punct de vedere climatic printr-un accentuat continentalism.

Vara predomină timpul senin, uscat și călduros, ca urmare a transformării maselor de aer vestice și a continentalizării lor în regiunea extracarpatică. Valorile

bilanțului radiativ-caloric sînt aici cele mai mari de pe întreg teritoriul țării; cu atît mai mari cu cît se înaintează mai mult spre sud-estul acestui sector, adică acolo unde și durata timpului senin crește.

Deschiderea regiunii spre nord, nord-est și est contribuie la advecția atît a maselor de aer continental, rece din nord, cît și a celui foarte rece iarna și foarte cald în timpul verii, dinspre Asia Centrală, din care cauză amplitudinile termice sînt ridicate. În partea sudică a sectorului sînt caracteristice invaziile de aer tropical, dinspre sud și sud-vest, continentalizate intens prin föhnizare la trecerea Balcanilor. De aceea, deasupra acestor regiuni sumele cantităților de precipitații scad pînă la sub 400 mm, iar repartiția în timp a acestora este neuniformă. De asemenea, pentru partea sudică a acestui sector mai sînt caracteristice: gradul de uscăciune al aerului ridicat, evapotranspirația potențială intensă, ceea ce face ca fenomenul de secetă, vara, să fie frecvent. Iarna stratul de zăpadă este răspîndit neuniform de către vînturile care ating aici viteze mari.

III. Sectorul cu climă de litoral-maritim, identificat pe o fîșie îngustă a litoralului Mării Negre (15-20 km), unde este resimțită influența acestei vaste suprafețe active.

Datorită ritmului încet de încălzire a apelor Mării Negre, a lacurilor sau a celorlalte suprafețe acvatice din cuprinsul Deltei Dunării se instalează deasupra acestora un regim baric anticiclonal a cărei circulație a aerului pe verticală se caracterizează printr-un sens descendent, care împiedică dezvoltarea proceselor convective, formarea norilor și deci a precipitațiilor atmosferice. Toate acestea fac ca precipitațiile să cadă foarte rar și în cantități extrem de reduse; litoralul și Delta Dunării fiind regiunile cele mai puțin udate din România. În ultimii 75 de ani de observații, cantitățile anuale cele mai mari de precipitații n-au depă-

sit 700 mm, cu toate că în regiunile limitrofe, cum ar fi în Dobrogea interioară, acestea au fost mai mari de 1000 mm

Influența moderatoare a Mării Negre asupra climei litoralului se manifestă cel mai pregnant asupra valorilor și regimului temperaturii aerului. Variațiile zilnice și anuale ale acestui element sînt reduse; amplitudinea termică medie anuală nu depășește 24° în nord și 22° în sud, deci mai scăzută decît în Cîmpia Română.

În mersul anual al temperaturii aerului se constată o întîrziere a apariției fazelor de încălzire și de răcire a aerului. Atît încălzirea din timpul primăverii, cît și primele înghețuri de toamnă se produc aici cu cca. 7-10 zile mai tîrziu, decît în podișul și cîmpia din vest. Numărul mediu anual de zile a căror temperaturi sînt $\geq 25^{\circ}$ (zile de vară) este mai redus (70-80 zile), iar a celor în care temperatura a fost $\geq 30^{\circ}$ (zile tropicale) ajunge abia la cca. 10 zile anual.

În sfîrșit, cel de al patrulea sector (IV) este acela al climatului de munte. Corespunde zonei montane pentru care fragmentarea, energia reliefului și diversitatea orientării versanților sînt maxime. Acestea fac ca valorile gradientilor verticali și orizontali ai principalelor elemente să varieze extrem de mult.

În timpul iernii în unitățile depresionare și pe văi sînt caracteristice inversiunile de temperatură, cețurile de radiație și gradul mare de nebulozitate.

Pe versanții expuși advecției maselor de aer, ascensiunea și răcirea adiabatică a aerului umed se soldează cu căderea unor însemnate cantități de precipitații. Spre deosebire de aceștia, pe versanții opuși, datorită föhnizării aerului, insolația crește, nebulozitatea scade și deci, condițiile de formare ale precipitațiilor sînt nefavorabile. De aceea, versanții nordici și vestici sînt bine udați, față de cei sudici ori estici.

În cuprinsul sectoarelor climatice amintite, autorul

a găsit o diferențiere a particularităților climatice în funcție de altitudinea și varietatea condițiilor fizico-geografice, departajate pe cele trei trepte ale reliefului, deosebind următoarele etaje:

A. Clima cîmpiilor

B. Clima dealurilor

C. Clima munților cu înălțimi mijlocii

D. Clima munților înalți, cu pajisti alpine.

A. Clima cîmpiilor. Este caracteristică regiunilor cu înălțimi mici care urcă pînă la aproximativ 200 m în sud-est și est și pînă la 300 m în sud-vest și vestul țării.

Particularitatea de bază a climei cîmpiilor este distribuția în spațiu relativ uniformă a principalelor elemente climatice.

Deoarece aici valorile anuale ale bilanțului radiativ-caloric sînt mai mari decît în zona dealurilor, și temperatura medie anuală este mai ridicată. Pe aceeași treaptă de relief izotermele medii anuale variază între valori de 9 și 11°C; coborînd la 0°C (Mangalia), în sud-estul extrem și -4° în ianuarie, iar în iulie urcînd la 20-23°C.

Din cauza răcirii intense din timpul iernii și a încălzirii excesive din timpul verii, deasupra regiunilor de cîmpii, amplitudinile termice anuale înregistrează cele mai mari valori de pe întreg teritoriul țării. În schimb, aici sînt mai reduse cantitatea și frecvența precipitațiilor atmosferice. Acestea căzînd în medie pe an în cantități care se pot ridica în vest la peste 700 mm și pot coborî în est-sud-est la mai puțin de 400 mm. În general, frecvența precipitațiilor este redusă și în majoritatea cazurilor cad sub formă de averse.

Iarna, sub influența vitezei mari a vîntului, precipitațiile sub formă de zăpadă sînt depuse foarte neuniform. De aceea, grosimea medie a stratului de zăpadă

în cuprinsul acestei trepte de relief poate varia de la - 10 cm (Delta Dunării) până la 40 cm (Cîmpia Moldovei).

În afara acestor caractere generale, ca urmare a influenței poziției și expunerii față de deplasările maselor de aer (maritime, continentale, tropicale sau polare), ca și a particularităților suprafeței subiacente, în interiorul cîmpiilor se pun în evidență și o serie de trăsături climatice de detaliu, specifice fiecărui sector în parte.

Astfel, se deosebesc: - ținutul vestic, notat pe hartă cu IAp, deci inclus în sectorul cu climă continentală moderată (I), la care corespunde clima Cîmpiei Vestice și - ținutul sud-estic (IIA), din sectorul cu climă continentală (II), căruia din punct de vedere spațial îi corespunde Cîmpia Română și Dobrogea (fără zona de litoral).

În primul ținut, trăsătura de bază a climei este dată de predominarea în tot timpul anului a advecției aerului umed dinspre vest și în consecință, de amplitudinile termice medii mai reduse ($22-23^{\circ}$), decât în cîmpia din sudul țării. Fiind la adăpostul Carpaților, invaziile de aer rece din estul continentului, iarna, nu se resimt. De aceea, temperatura medie a lunii ianuarie este mai mare de -3°C ; mai ridicată în sudul și estul cîmpiei și mai scăzută în nordul și vestul acesteia, unde sînt mai frecvente invaziile de aer arctic și respectiv, stratificările termice stabile ale aerului.

În timpul verii, cele mai mari temperaturi se înregistrează în luna iulie, cînd acestea se mențin în jurul valorii de 20°C , deci mai coborîte decât în sudul și estul țării, unde sînt frecvente invaziile de aer cald continental.

Precipitațiile atmosferice cad în cantități care variază în jur de 600 mm pe an, mai scăzute în vest

și mai ridicare în est la contactul cu Dealurile Vestice, unde depășesc 700 mm. În cursul anului aceste cantități sînt repartizate relativ uniform, înregistrîndu-se cca. 115-130 zile cu precipitații pe an. Maximum de frecvență al zilelor cu precipitații se localizează în lunile mai-iunie și octombrie-noiembrie. În această situație fenomenul de secetă este foarte puțin cunoscut.

Ca urmare a diferențelor înregistrate de elementele climatice și în mod special de temperatura aerului, de la nord la sud, în cuprinsul acestei cîmpii autorul a deosebit și trei districte climatice, așa după cum urmează:

- districtul nordic (IAPS1) al Cîmpiei Vestice, unde temperaturile medii anuale sînt mai reduse decît în centrul și nordul acesteia, oscilînd între 9 și 10°C, verile sînt mai răcoroase (19,5°-20°C), cu temperaturi maxime absolute sub 40°C;

- districtul central (IAPS2) al Cîmpiei Vestice, cu veri mai călduroase și cu ierni moderat de reci, în care temperatura medie a lunii ianuarie nu scade sub -2°C;

- districtul sudic sau bănățean de cîmpie (IAPS3) caracterizat printr-o mai mare frecvență a activității ciclonice dinspre M. Mediterană. Din această cauză, iarna sînt frecvente procesele de dezgheț, iar desprînzăvărarea se produce mai de timpuriu, decît în estul țării.

În cel de al doilea ținut, din sectorul cu climă continentală, caracteristica distinctivă este dată de predominarea în timpul verii a timpului senin, uscat și călduros. Aceasta din cauza, atît a frecvenței sporite de aer tropical și temperat continental, cît și al continentalizării, sub influența suprafeței active supraîncălzite.

Datorită acestor cauze valorile bilanțului radiativ-caloric sînt ridicate și ca atare și valorile temperaturilor maxime absolute, care în timpul verii depășesc 40°. Tot în această regiune, în special în partea estică a țării, iarna invaziile de aer arctic continental provoacă scăderea temperaturii aerului sub limitele obișnuite (-35°),

cauză care face ca valoarea amplitudinilor termice anuale să crească deosebit de mult (25°).

Cantitatea și frecvența precipitațiilor atmosferice sînt dintre cele mai reduse de pe teritoriul țării noastre, scăzînd sub 500 mm pe an. În acest ținut seceta este un fenomen caracteristic. De asemenea și stratul de zăpadă prezintă o mare neuniformitate a distribuției sale în spațiu.

Și în acest ținut, potrivit diferențierilor climatice de la vest spre est, s-au deosebit trei districte:

- districtul vestic (IIAps1);
- districtul central (IIAp2);
- districtul estic (IIAs3).

Districtul vestic este afectat frecvent de procesele de föhn, produse în zona curburii carpato-balcanice. În timpul iernii sînt specifice invaziile de aer umed și cald de origine maritim-tropicală, cauza producerii celor mai ridicate temperaturi de pe teritoriul țării noastre, cu excepția părții extrem sudice a litoralului Mării Negre. Regimul anual al precipitațiilor atmosferice este și el modificat sub influența dinamicii atmosferice; pe lângă maximul principal din lunile mai-iunie se pune în evidență un al doilea maxim pluviometric, localizat la sfîrșitul toamnei și începutul iernii.

Pentru districtul central sînt de menționat în primul rînd cantitățile de precipitații mai mari de 500 mm, ajungînd în unele cazuri la valori în jur de 550 mm. De asemenea, sînt mai ridicate valorile umezelii aerului și gradul de nebulozitate. În timpul anului în acest district se resimt atît invaziile de aer continental cald, în timpul verii, cît și cele de aer rece, iarna. Consecința directă a acestora fiind înregistrarea celor mai mari valori (peste 25°) a amplitudinilor termice medii anuale.

Districtul estic, corespunde părții de est a Cîmpiei Române, Cîmpiei Siretului inferior și teritoriului

Dobrogei. Clima acestui district este net diferențiată de a celorlalte două, prin aceea că, în această parte a țării sînt deosebit de caracteristice invaziile de aer intens continentalizat din timpul verii. Această particularitate a dinamicii aerului este cauza înregistrării celor mai ridicate temperaturi maxime absolute de pe întreg teritoriul țării noastre ($+44,5^{\circ}\text{C}$), a celui mai mare număr de zile tropicale (40-60) și de vară (100-120). Iarna sînt frecvente temperaturile foarte scăzute, urmare a invaziilor de aer rece, generat de anticicloul Siberian, aer care în această unitate joasă de relief-situată între Carpați și Balcani- în fazele anticiclonale, se stratifică stabil, cauzînd puternice inversiuni de temperatură. Cantitățile de precipitații scăzute, alături de caracterul lor torrențial și de evapotranspirație, care depășește cu 300-400 mm precipitațiile anuale, fac ca aici fenomenul de secetă să aibă intensitatea, frecvența și durata cea mai mare din România.

În interiorul acestui district, o nuanță mai puțin excesivă are clima dealurilor și munților scunzi ai Dobrogei, unde precipitațiile urcă ușor deasupra valorii de 500 mm.

B. Clima dealurilor ocupă regiuni mai înalte a căror altitudine variază între 200-800 m, la care se includ toate regiunile deluroase și de podiguri.

Climatul din acest etaj se caracterizează prin temperaturi medii anuale cuprinse între 7 și 8°C în nord și în părțile cele mai înalte și între 8 și 10°C , în vestul și sudul țării. Văile și depresiunile intracolinare sînt afectate de brumele timpurii de toamnă și de cele tîrzii de primăvară. Cantitatea de precipitații este mai ridicată decît în etajul anterior, oscilînd între 550-650 și chiar 800 mm- pe dealurile cele mai înalte din nordul și vestul țării.

Sub influența condițiilor fizico-geografice și a

poziției pe care o ocupă fiecare regiune deluroasă, ori de podig, față de circulația maselor de aer, în cadrul acestui etaj s-au deosebit următoarele ținuturi:

- ținutul climatic al Piemonturilor Vestice (IBp)
- ținutul climatic al Podigului Transilvaniei (IB'p)
- ținutul climatic al Podigului Moldovei (IIBps).

Datorită ascensiunii permanente a aerului umed în primul ținut climatic sînt create condiții optime de formare a norilor și deci de cădere a precipitațiilor atmosferice. De asemenea, pentru acest ținut mai sînt caracteristice: valorile moderate ale amplitudinilor termice anuale ($20-21^{\circ}$), evapotranspirație potențială egală cu suma precipitațiilor anuale, în partea joasă din vest și mai mică pe pante, unde creștea excedent de umeseală a aerului și solului, deci condiții favorabile pentru dezvoltarea vegetației lemnoase.

În cadrul acestui ținut se deosebesc trei districte:

- districtul nordic, mai rece
- districtul central, cu climă mai umedă, precipitații mai abundente, față de nord și sud și în sfîrșit,
- districtul sudic, cu ierni mai moderate și veri mai calde și mai umede.

Ținutul climatic al Podigului Transilvaniei. Are o umeseală mai ridicată decît în unitățile reliefului similare, situate în estul țării. Ca urmare a diferențierilor care se înregistrează în variația spațială a valorilor elementelor climatologice se poate vorbi și aici de existența a două districte - unul, care aparține părții sudice-Podigului Tîrnavelor și-altul, care se suprapune teritoriului de la nord de Mureș-Cîmpiei Transilvaniei și Platformei Someșene.

În districtul climatic al Podigului Tîrnavelor, întrucît înălțimile cresc de la vest la est, scăderea

temperaturii aerului se face în același sens, variind de la 9°C la 7°C. Opus mersului temperaturii este acela al precipitațiilor atmosferice care crește pe măsură ce înaintăm spre est, unde cantitățile anuale de precipitații ajung la 750 mm (dealurile Odorheiului).

În cel de al doilea district, climatul este mai cald și mai uscat, mai ales în partea sud-vestică - în culoarul Muregului cuprins între Turda și Alba Iulia, unde frecvența și intensitatea proceselor de föhnizare a maselor de aer vestice sînt dintre cele mai accentuate din țară.

Ținutul climatic al Podigului Moldovei. Caracteristica de bază a climei din acest ținut este imprimată de predominarea aerului rece în timpul iernii și a celui cald în timpul verii. Deoarece din punct de vedere hidric aceste mase de aer sînt uscate, atât iarna, cît și vara cantitățile de precipitații sînt aici mai reduse, depășind numai pe cele mai mari înălțimi ale podigului valoarea de 600 mm. Iarna acest ținut este afectat intens și frecvent de viscol.

În cuprinsul Podigului Moldovei se identifică mai multe nuanțe climatice care fac să se diferențieze districtele: districtul climatic nordic sau al Podigului Sucevei (IIBp1) cu o climă influențată de permanenta activitate ciclonică din nord-vestul Europei, ceea ce determină ca verile să fie mai răcoroase;

- districtul climatic sudic sau al Podigului Birladului (IIBp2) cu un climat format sub influența climatului continental meridian, în care amplitudinile termice anuale depășesc în medie 24°, iar precipitațiile atmosferice scad la 450 mm;

- districtul climatic al Cîmpiei Moldovei sau al Depresiunii Jijia-Bahlui (IIBp3) în care sînt caracteristice invaziile de aer continental și efectele de fohn, determinate de circulația aerului dinspre vest.

Clima Cîmpiei Moldovei se caracterizează prin tem-

peraturi medii anuale care depășese cu puțin valoarea de 8°C . Vara predomină timpul senin și fenomenul de secetă iar iarna se înregistrează viscole în timpul cărora viteza vântului poate depăși, la rafale, viteza de 40 m/s.

Clima Subcarpaților estici (IIBp4) prezintă unele afinități cu clima Podigului Moldovei. Ca urmare a gradului mare de fragmentare al reliefului, clima de aici prezintă o serie de diferențieri locale, corespunzătoare în principal culmilor și depresiunilor. Pentru unitățile depresionare sînt deosebit de caracteristice inversiunile de temperatură și cantitățile reduse de precipitații, cauzate de procesele de föhnizare a maselor de aer vestic la trecerea lor spre est.

Clima Subcarpaților de la curbură (IIBp5) se deosebește de aceea a Subcarpaților estici prin intensitatea mai mare a proceselor de föhnizare, ca și prin frecvența sporită a acestora, ceea ce se răsfrînge asupra creșterii numărului de zile senine și scăderii cantităților de precipitații.

Clima Subcarpaților sudici și a Podigului Getic (IIBp6) mai caldă, datorită poziției sale mai sudice. Precipitațiile atmosferice sînt distribuite neuniform în timp și spațiu. Regimul pluviometric este diferit de la est la vest. În est, acesta este caracterizat printr-un singur maxim (mai-iunie), iar în vest prin două maxime (la începutul verii și toamna). Pentru zonele depresionare sînt proprii calmul atmosferic și climatul de adăpost.

C. Clima munților mijlocii caracterizează relieful montan cu altitudini cuprinse între 800-1900 m. în sud și 600-1750 m în nord. Pentru climatul de față sînt specifice amplitudinile termice reduse ($18-20^{\circ}$), unexala relativă ridicată tot timpul anului și cantitățile de precipitații diferite pe versanții opuși

și expugă advecției aerului.

Temperatura medie anuală variază pe verticală, de jos în sus, între 6° și respectiv 0° . În ianuarie valorile medii ale temperaturii aerului scad în acești munți până la -7° , iar în iulie urcă până la 18° .

Gradul mare de fragmentare al reliefului favorizează, mai ales, în sezonul de iarnă intense fenomene de inversiuni termice. Vara predomină convecția termică, consecință directă asupra formării ceații, norilor cumuli-formi și scăderii numărului de ore de insolație.

Frecvența și cantitatea precipitațiilor cresc proporțional cu altitudinea acestor masive, ajungându-se ca la limita lor superioară să se înregistreze în jur de 1200 mm pe an. În depresiuni, pe culoarele văilor transversale și pe versanții adăpostiți, în general pe acei cu orientare estică unde procesele de föhnizare a maselor de aer sînt accentuate, cantitățile de precipitații scad sub valoarea de 600 mm anual.

D. Clima munților înalți corespunde în genere tuturor masivelor muntoase cu altitudini mai mari de 1800 m.

Granița inferioară a extinderii acestui etaj climatic coincide cu traseul cu traseul izotermei medii anuale de 0° și cu limita superioară de răspîndire a vegetației de pădure. În acest etaj clima este aspră, cu valori medii anuale ale temperaturii aerului negative-coborînd pe cele mai înalte culmi sub -2° ($-2,6^{\circ}$ pe Vf.Omul).

La aceste înălțimi luna cea mai rece este februarie, iar cea mai caldă august.

Circulația dominantă a aerului din sectorul vestic constituie condiția de bază, pe lângă altitudinea mare, a precipitațiilor abundente în tot timpul anului (în jur de 1400 mm). Numărul mare al zilelor cu ninsoare, alături de durata cea mai mare a stratului de zăpadă și a zilelor de îngheț (250-265), contribuie la dezvoltarea în acest etaj climatic a vegetației de pajisti alpine.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVA

1. Bălescu O., Beșleagă N. - Viscoalele în R.P. Română, Buc., 1962.
2. Bălescu O., Militaru F. - Studiul aerologic al căderilor de grindină, Buc. 1967.
3. Berbecel O., Neacșa C. - Climatologie și agrometeorologie Edit. didactică și pedagogică, Buc. 1966.
4. Cernescu N.A. - Facteurs de climat et zones du sol en Roumanie, Studii tehnice, Buc. 1934.
5. Cioviță N. și colab. - Un bilanț rodnic al activității de meteorologie în perioada de 25 de ani de la proclamarea Republicii, Hidrotehnica, gospodărirea apelor, îmbunătățiri funciare, meteorologia, nr. 12, 1972.
6. Chiriac V., Iacobeț I. - Câteva date climatologice privind stația Ceahlău-Toacă, Hidrotehnica, îmbunătățiri funciare, meteorologia nr. 11 1972.
7. Cristodor E. și colab. - Regimul vântului deasupra teritoriului R.S. România, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc. 1968.
8. Diaconescu Gh. - Caracterul anormal al viscoalelor din februarie 1954, Rev. Transporturilor, nr. 3, 1954.
9. Diaconescu Gh. - Radiația efectivă în țara noastră, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc. 1967.
10. Dissescu C.A. - Contribuții la istoricul Institutului Meteorologic cu prilejul împlinirii a 75 de ani de existență, Rev. Meteorologia și gospodărirea apelor, nr. 4, 1959.
11. Dobreă I., Patrichi S. - Caracteristicile locale ale regimului eolian în masivul Bucegi și zona înconjurătoare, Culegere de lucrări

12. Ionciu C.-Regimul vînturilor în R.P.R. Meteorologia, hidrologia, gospodărirea apelor, nr.1,
1960.
13. Donciu C.-Studiul secetelor în România, Meteorologia și gospodărirea apelor, nr.3, 1962.
14. Donisă I., Davidescu G.- Le rôle du relief carpatique dans la détermination de quelques particularités thermique du territoire de la Roumanie. La V-ème Conférence de Météorologie des Carpates, Buc. 1972.
15. Fetov V. și colab.-Caracterizarea climatologică a suhoveiului în Cîmpia Română, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc. 1963.
16. Gugiuman I., și colab.-Furtuna cu grindină de la 4 august 1950 din regiunea Iași, Analele șt. ale Univ. "Al.I. Cuza", Iași, 1956.
17. Gugiuman I. și colab.-Unități și subunități climatice în partea de est a R.P. Române, Analele șt. ale Univ. "Al.I. Cuza", Iași, 1960.
18. Gugiuman I.-Elemente de climatologie urbană, curs multiplicat, Iași, 1968.
19. Gugiuman I., Stoian R.-Zăpada în Carpații românești, Lucrările Simpozionului de Geografie fizică a Carpaților, Buc., 1970.
20. Mihai E., și colab.-Caracterizarea climatologică a vîntului uscat și fierbinte-Suhovei- în Moldova și Dobrogea, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1964.
21. Mihăilescu Fl.-Frecvența vînturilor periodice locale în sectorul mijlociu al văii Bistrița, Lucrările Stațiunii de cercetări biologice-geologice și geografice "Stejarul", Pîngărați, 1971.
22. Mihăilescu V.-România-Geografie fizică, Buc., 1936.
23. Mihăilescu V.-O schiță de hartă topoclimatică

- a R.P.Române, Buletinul şt. al Acad. secţia Geologie-geografie, Buc., 1957.
24. Mihăilescu V. şi Stoenescu St.-La carte climatique et topoclimatique de la R.P.Roumaine, Recueil d'études géographiques concernant le territoire de la R.P.R., Edit. Acad. Rom., Buc., 1960.
25. Milea E., şi colab.- Studiul condiţiilor aerosinoptice care au generat viscolul din intervalul 4-7 ianuarie 1966, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1967.
26. Militaru F.-Consideraţii asupra unor fenomene meteorologice deosebite, Hidrotehnica, îmbunătăţiri funciare, meteorologia, nr. 7, 1967.
27. Neacşa O. şi Popovici C.- Repartiţia duratei de strălucire a Soarelui şi a radiaţiei globale pe teritoriul R.S.România, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1969.
28. Neamu Gh. şi colab.- Unele cazuri de inversiuni termice în depresiunile intracarpătice Petroşeni, Braşov şi Cîmpulung Moldovenesc, Hidrotehnica şi gospodărirea apelor nr. 5, 1968.
29. Otetelişanu E.- Regiunile climaterice ale României, Buletinul Inst. Meteorologic, 1928.
30. Rădulescu N. Al.- Clima Moldovei de Sud, Rev. Milcov, vol. I, 1930.
31. Robog T.- Prima şi ultima zi cu brumă în R.P. Română, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc. 1963.
32. Stoenescu St.- Clima Bucegilor, Edit. tehnică, Buc., 1951.
33. Stoenescu St.- Topoclimatologia, Meteorologia şi hidrologia nr. 2, 1957.
34. Stoenescu St.- Date noi referitoare la clima R.P.R. Probleme de geografie, vol. VI, 1959.
35. Stoenescu St.- Cîteva caracteristici ale elementelor bilanţului radiativ al teritoriului R.P.R.,

Meteorologia, gospodărirea apelor nr.3 1959.

36. Stoenescu St.- Curs de climatologie R.P.R.,
Buc., 1960.
37. Stoenescu St. și colab.- Repartiția chiciurei, poleiului și lapoviței pe teritoriul R.S. România, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1966.
38. Stoenescu St. și colab.- Caracterizarea regimului eolian din zona văii Dunării între Tr. Severin și Călărași-Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1966.
39. Stoenescu St. și colab.- Influența irigațiilor asupra condițiilor fitoclimatice, Hidrotehnica, gospodărirea apelor nr.6, 1967.
40. Stoenescu St. și colab.- Indici regionali ai regimului vitezei vântului, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1967.
41. Struțu M. și Mihăilă I.- Inversiunile termice în perioada rece a anilor 1954-1964 în sudul R.S. România, Hidrotehnica, gospodărirea apelor nr. 10, 1967.
42. Seitan-Bogdan O.- Inversion de température dans la région située entre les Carpates et les Balkans, Revue Roumaine de géologie, géophysique et géographie, série de Géographie, nr.1, tome 13, 1969.
43. Topor N.- Inghețul și bruma, Edit. agrosilvică de Stat, Buc., 1958.
44. Topor N.- Ani ploioși și secetosi, Buc., 1963.
în R.P. Română.
45. Topor N. și Stoica C.- Tipuri de circulație și centri de acțiune atmosferică deasupra Europei, Buc., 1965.
- 46.- Trenia C., Cristescu St.- Regimul vântului în masivul Tarcu, Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic, Buc., 1967.

-190-

47. x x x - Monografia geografică a R.P.Române,
vol.I,Edit.Acad.,Buc.1960.
48. x x x - Clima Republicii Populare Române,
vol.I,Buc.,1962.
49. x x x - Atlasul climatologic al R.S.Ro-
mânia,Buc.,1966.
50. x x x - Clima Republicii Socialiste Ro-
mânia-Date climatologice-vol.II,
Buc.,1966.



C U P R I N S

	pag.
INTRODUCERE.....	1
ISTORICUL DEZVOLTĂRII STUDIULUI	---
CLIMEI TERITORIULUI R.S.ROMANIA.....	5
FACTORII GENETICI AI CLIMEI	
TERITORIULUI R.S.ROMANIA.....	16
A. <u>Factorii geografici</u>	16
a - așezarea geografică.....	16
b - suprafața activă.....	19
c - circulația atmosferică.....	23
B. <u>Factorii radiativi</u>	31
a- Radiația solară directă.....	32
b- Radiația difuză.....	32
c- Radiația totală (globală).....	33
d- Radiația reflectată și	
absorbită.....	35
e- Radiația efectivă.....	36
f- Bilanțul radiativ.....	36
C. <u>Factorul uman</u>	39
CARACTERIZAREA CLIMEI TERITORIULUI	
R.S.ROMANIA.....	42
ANALIZA ELEMENTELOR CLIMATICE.....	42
I.TEMPERATURA AERULUI.....	42
I a. Regimul termic al	
suprafeței active.....	42
I b. Regimul termic al aerului...	47
-Variația diurnă.....	47
-Variația anuală.....	49
-Temperaturile maxime	
și minime absolute.....	50
-Amplitudinea termică	

	pag.
absolută.....	59
-Inghețul.....	65
-Numărul de zile de iarnă....	67
-Numărul de zile de vară....	67
-Numărul de zile tropicale...	68
- Variațiile în spațiu ale tempe-	
-raturii aerului.....	69
II. UMEZEALA AERULUI.....	75
-Regimul umidității	
absolute.....	76
-Variația diurnă.....	77
-Variația anuală.....	78
-Variația în spațiu a	
umidității absolute.....	78
-Regimul umezelii relative...	80
-Variația diurnă.....	80
-Variația anuală.....	81
-Variația în spațiu a	
umezelii relative.....	83
III. NEBULOZITATEA.....	85
-Regimul nebulozității.....	85
-Variația diurnă.....	85
-Variația anuală.....	87
-Variația în spațiu a	
nebulozității.....	87
-Frecvența nebulozității.....	88
-Numărul mediu anual	
de zile acoperite.....	88
-Numărul mediu anual	
de zile senine.....	88
IV. DURATA DE STRALUCIRE A	
SOARELUI.....	89
-Fracția de insolație.....	89

	pag.
-Variația diurnă.....	90
-Variația anuală.....	91
-Durata reală de strălucire a Soarelui.....	91
V.PRECIPITATIILE ATMOSFERICE.....	93
-Regimul precipitațiilor atmosferice.....	96
-Variația diurnă.....	96
-Variația anuală.....	97
-Numărul de zile cu precipitații.....	105
-Frecvența perioadelor secetoase.....	106
-Frecvența perioadelor ploioase.....	111
-Intensitatea precipitațiilor.Cantitățile maxime de precipitații căzute în 24 de ore.....	112
-Precipitațiile sub formă de ninsoare.....	113
-Data medie a primei ninsori.....	113
-Data medie a ultimei ninsori.....	114
-Durata medie anuală a intervalului cu ninsoare....	114
-Stratul de zăpadă.....	116
-Fenomenul de viscol.....	117
-Variația în spațiu a precipitațiilor atmosferice....	118
-Variația pe verticală.....	118
-Variația pe orizontală....	119
-Fenomenele hidrometeorologice....	127

	pag.
-grindina.....	127
-poleiul.....	128
-ceata.....	129
-roua.....	130
-bruma.....	131
-chiciura.....	133
 VI.PRESIUNEA ATMOSFERICA.....	134
-Variația diurnă.....	134
-Variația anuală.....	136
-Variația în spațiu.....	140
 VII.REGIMUL VINTURILOR.....	143
-Direcția vinturilor.....	144
-Variația diurnă.....	144
-Variația anuală.....	148
-Viteza vîntului.....	153
-Variația diurnă.....	153
-Variația anuală.....	156
-Variația în spațiu a vitezei vîntului.....	157
-Viteza maximă a vîntului....	158
-Numărul mediu anual de zile cu vînt tare.....	159
-Vînturi regionale și locale.	160
 -RAIONAREA CLIMATOLOGICA A TERITORIULUI R.S.ROMANIA.....	164
-BIBLIOGRAFIE SELECTIVA.....	186
-CUPRINS.....	191